

TRƯỜNG ĐẠI HỌC THỦY LỢI
PGS. TS NGUYỄN VĂN LAI

GIÁO TRÌNH

HẢI DƯƠNG HỌC



NHÀ XUẤT BẢN XÂY DỰNG

TRƯỜNG ĐẠI HỌC THỦY LỢI
PGS. TS NGUYỄN VĂN LAI

**GIÁO TRÌNH
HẢI DƯƠNG HỌC**

NHÀ XUẤT BẢN XÂY DỰNG
HÀ NỘI - 2006

LỜI NÓI ĐẦU

Hải dương học là môn học cơ sở của Chương trình đào tạo Đại học ngành Thuỷ văn và Môi trường nhằm mục đích cung cấp cho sinh viên những kiến thức cơ bản nhất về quy luật vận động của nước trên biển và đại dương; để hiểu, cất nghĩa, giải thích được bản chất những hiện tượng phổ quát của biển và đại dương, vai trò ảnh hưởng của nó đến các điều kiện khí tượng thuỷ văn trên Trái Đất nói chung và lục địa nói riêng; phục vụ cho giải một số bài toán kỹ thuật cơ bản trong công tác quy hoạch, thiết kế và quản lý tài nguyên môi trường vùng cửa sông và dải ven biển; phòng tránh và giảm nhẹ thiên tai. Vì lý do đó mà giáo trình đã giành phần đáng kể cho nội dung về sóng biển và thuỷ triều - những động lực quan trọng nhất của biển và đại dương.

Giáo trình này cũng có thể làm tài liệu tham khảo cho sinh viên, kỹ sư và những người làm công tác nghiên cứu có liên quan đến biển và đại dương.

Tác giả xin chân thành cảm ơn TS. Bùi Xuân Thông - Phó Giám đốc Trung tâm Khí tượng Thuỷ văn Biển, TS. Nguyễn Thọ Sáu - Khoa Khí tượng thuỷ văn và Hải dương học - Trường Đại học Khoa học tự nhiên - Đại học Quốc gia Hà Nội đã có những góp ý sâu sắc, cụ thể trong quá trình hoàn thành giáo trình này.

Để giáo trình này được hoàn thiện hơn, tác giả rất mong được nhận được những đóng góp quý báu cả nội dung và hình thức của đồng nghiệp và các độc giả. Những góp ý xin gửi về:

Địa chỉ : Nguyễn Văn Lai

Trường Đại học Thuỷ lợi.

175 Tây Sơn, Đống Đa, Hà Nội.

E-Mail: ngvanlai@wru.edu.vn

Tel: 04-8530182 hoặc 0912269993.

Tác giả

MỞ ĐẦU

I. VỊ TRÍ MÔN HỌC

Thuỷ văn học là một ngành khoa học chuyên nghiên cứu các quy luật vận động của nước trên Trái Đất, nghĩa là bao gồm cả nước trên lục địa và hải dương. Thuỷ văn học được chia thành hai chuyên ngành:

- Thuỷ văn lục địa.
- Thuỷ văn hải dương (Hải dương học).

Thuỷ văn lục địa là một bộ phận của Thuỷ văn học chuyên nghiên cứu các quy luật vận động của nước trên lục địa.

Hải dương học là một bộ phận của Thuỷ văn học chuyên nghiên cứu các quy luật vận động của nước trên biển và đại dương.

Để nắm bắt, hiểu rõ được nguyên nhân và các quy luật vận động của nước trên lục địa chúng ta không thể không hiểu rõ các quy luật vận động của nước trên biển và đại dương; bởi lẽ, hầu hết các sông ngòi trên các lục địa đều đổ nước ra biển và đại dương. Các hệ thống sông đổ nước ra biển và đại dương thường được phân chia ra làm hai vùng: Vùng thượng lưu đồi núi có chế độ dòng chảy không chịu ảnh hưởng trực tiếp của động lực hải dương như thuỷ triều, mặn... còn vùng đồng bằng ven biển có chế độ nước sông ở một chừng mực nào đó chịu ảnh hưởng trực tiếp của hai khối nước có những đặc tính khác nhau là nước nguồn và nước hải dương.

Ngành Thuỷ văn - Môi trường có nhiệm vụ điều tra, khảo sát, đo đạc định lượng (cả về số lượng và chất lượng), dự tính, dự báo diễn biến của nước trên lục địa và hải dương phục vụ cho công tác quy hoạch quản lý và khai thác nhằm phát triển kinh tế bảo vệ tài nguyên nước và môi trường sống cho con người.

Vì vậy những kiến thức cơ bản về hải dương là nhu cầu không thể thiếu được đối với những người làm công tác khí tượng thuỷ văn và môi trường. Tuy nhiên, trong phạm vi môn học này ta không thể xem xét nghiên cứu đầy đủ được những nội dung mà khoa học hải dương nghiên cứu mà chỉ đề cập được một phần những kiến thức cơ bản nhất có liên quan để phục vụ công tác điều tra quy hoạch, thiết kế, quản lý khai thác, bảo vệ và phát triển tài nguyên nước và môi trường sinh thái vùng đồng bằng ven biển cũng như các đảo phục vụ các ngành kinh tế - xã hội phát triển môi trường trong lành và bền vững.

II. NỘI DUNG MÔN HỌC

Nội dung môn học này được trình bày trong 5 chương.

Chương 1 giới thiệu về biển và đại dương, mô tả một cách tổng quát về sự phân chia đất và nước trên địa cầu, sự phân chia đại dương thế giới và các bộ phận của nó như: đại dương, biển, vịnh và eo biển. Về địa hình đáy biển và đại dương ở đây chỉ trình bày các khái niệm về thềm lục địa, sườn lục địa, đáy đại dương và các vực thẳm. Địa chất hải dương trong chương này chỉ đề cập đến các khái niệm trầm tích hải dương, nguồn gốc và sự phân loại chúng.

Chương 2 trình bày về đặc tính của nước hải dương bao gồm những tính chất vật lý chính, những khái niệm về mật độ, độ muối và các quy luật chung phân bố của nước trên đại dương thế giới.

Chương 3 đi sâu nghiên cứu sóng - một động lực quan trọng phổ biến của nước hải dương. Trong chương này xem xét một số lý thuyết sóng, phương pháp tính sóng phục vụ cho công tác thiết kế các công trình ven biển.

Chương 4 đề cập đến một hiện tượng kỳ diệu của hải dương đó là thuỷ triều. Ở đây giới thiệu hai lý thuyết cơ bản về hiện tượng thuỷ triều giúp cho người học hiểu được bản chất của hiện tượng thuỷ triều trên thực tế, là cơ sở khoa học cho phương pháp dự tính thuỷ triều cũng như chỉ tiêu định lượng cho phân loại thuỷ triều.

Chương 5 là những kiến thức cơ bản nhất về hiện tượng hải lưu - đặc trưng chuyển động thứ ba phổ biến của nước hải dương bao gồm những khái niệm, nguyên nhân hình thành các dòng hải lưu trên thế giới đặc biệt là hải lưu gió. Ảnh hưởng của nó đến biến đổi khí hậu trên phạm vi toàn cầu.

III. MỤC ĐÍCH, Ý NGHĨA VÀ TẦM QUAN TRỌNG CỦA NGHIÊN CỨU HẢI DƯƠNG

1. Đối với loài người

Việc nghiên cứu biển và đại dương có ý nghĩa chiến lược to lớn, xác định vai trò và vị trí của quốc gia trên thế giới.

Về khai thác tài nguyên: Biển và đại dương hàng năm cung cấp cho con người nguồn thuỷ hải sản khổng lồ; chiếm 83% nguồn đậm của con người. Những nước đứng đầu thế giới về đánh bắt hải sản phải kể đến Nhật Bản, Pé Ru, các nước này hàng năm đánh bắt được hàng chục triệu tấn.

Về năng lượng: trong số nguồn năng lượng mà biển và đại dương cung cấp cho con người trước hết phải kể đến năng lượng thuỷ triều. Lợi dụng con nước triều con người đã tiến hành giăng lưới đánh bắt hải sản trên các bãi triều và lấy nước ngọt tưới ruộng. Ở những vùng có biên độ triều lớn trên/dưới chục mét có thể xây dựng các nhà máy phát

điện như ở Pháp, Canada (Vịnh Phundy)... tiếp đến là khai thác dầu khí trên các thềm lục địa. Người ta ước tính rằng $3/4$ trữ lượng dầu mỏ nằm ở đáy biển và các thềm lục địa. Ngoài ra trong nước hải dương có tới 274 000 tỷ tấn nước nặng (D_2O) gần bằng khối lượng nước của Biển Đen (Black Sea), mà ta biết rằng 1 lít nước D_2O cho một năng lượng tương đương với 400 lít xăng.

Về giao thông vận tải: giá cước vận tải đường biển thuộc loại rẻ nhất trong số các loại vận tải. Lượng hàng hoá vận tải bằng đường biển chiếm tới 90% vận tải ngoại thương.

Về quốc phòng: để bảo vệ toàn vẹn độc lập chủ quyền thiêng liêng vùng biển quốc gia có biển như Việt Nam ta từ lịch sử hào hùng của dân tộc ta đã chứng minh ông cha ta hiểu biết về biển khá sâu sắc, đã lợi dụng quy luật thuỷ triều để tổ chức những trận chiến đánh giặc ngoại xâm thắng lợi muôn đời sau còn nhắc đến như trận Bạch Đằng năm 938 của vua Ngô Quyền đánh tan quân Nam Hán. Khoảng hơn 3 thế kỷ sau vẫn trên khúc sông lịch sử này ngày 8 tháng 3 (9/4) năm 1288 Trần Hưng Đạo với chiến thuật thuỷ triều tương tự nhưng quy mô lớn hơn nhiều đã đập tan cuộc xâm lược nhà Nguyên, bắt sống tướng giặc Ô Mã Nhi cùng hơn 400 chiến thuyền lọt vào quân ta. Trận Rạch Gầm - Xoài Mút trên sông Sài Gòn ngày 19 và 20 tháng Giêng năm 1785 quân Tây Sơn đã tiêu diệt gần hết 2 vạn quân Xiêm cùng với 300 chiến thuyền bị đánh đắm và phá huỷ. Trong kháng chiến chống thực dân Pháp và đế quốc Mỹ chúng ta đã lợi dụng dòng triều đánh tàu giặc ở khu vực Cửa Việt (Quảng Trị) và cửa sông Ông Đốc (Cà Mau)...

2. Đối với nước ta

Đất liền và biển cả là một khối thống nhất của quốc gia Việt Nam, trong đó phần lãnh hải rộng hơn hai lần và phần đặc quyền kinh tế rộng hơn ba lần diện tích đất liền. Biển Đông của ta được xếp vào hàng lớn thứ 4 trên thế giới với diện tích 3 447 nghìn km² sau các biển Tasmanôvô ở phía đông nam châu Úc (5 290 nghìn km²), biển Korral ở phía đông bắc châu Úc (4 791 nghìn km²) và biển Aravi thuộc Ấn Độ dương (3 683 nghìn km²). Với vị trí địa lý nằm trọn trong vùng nhiệt đới bắc bán cầu cho nên thiên nhiên vùng biển nước ta rất phong phú và giàu có hải sản, cùng với nắng vàng và cảnh đẹp Hạ Long, Nha Trang, Phan Thiết, Vũng Tàu... trong lòng Biển Đông có nguồn dầu lửa dồi dào.

Nước ta có trên 3260 km bờ biển, là quốc gia có mật độ đường bờ trung bình vào loại lớn của thế giới 8-9m/km², trong khi đó Trung Quốc 1m/km², Mỹ 6m/km².

3. Đối với ngành khí tượng, thuỷ văn và môi trường

Biển và đại dương là nơi phát sinh và diễn ra nhiều hiện tượng thiên nhiên đem lại cho con người nhiều nguồn lợi song cũng gây không ít tai họa. Chỉ riêng bão hàng năm các nước trên thế giới bị thiệt hại hàng tỷ đô la, các trận bão này đều xuất phát từ ổ bão thường trực ở Thái Bình Dương.

Cuộc cách mạng công nghiệp, (nhất là sau chiến tranh Thế giới lần thứ 2) dẫn đến mức độ sử dụng hoá chất cũng như năng lượng, đặc biệt là dầu khí trong sản xuất và đời sống ngày một tăng càng về sau tốc độ càng lớn, hậu quả là tình trạng ô nhiễm môi trường ngày một trầm trọng. Phạm vi ô nhiễm đã mang tính chất toàn cầu. Thời kỳ biển và đại dương trong sạch đã qua rồi. Nhiều vùng biển đã và đang trong tình trạng trở thành biển chết, nhất là vùng biển có khai thác dầu khí. Nguồn gây ô nhiễm biển rất đa dạng: từ các chất thải rắn, lỏng đến các chất phóng xạ có thể từ lục địa mang ra, từ không khí do hoạt động của con người trên biển và đại dương.

Vùng biển nước ta đến nay cũng không còn sạch nữa. Tuỳ nơi, tuỳ thời gian trong năm mà mức độ ô nhiễm có khác nhau. Sự ô nhiễm này liên quan đến quá trình công nghiệp hoá và đô thị hoá. Dầu mỏ và các sản phẩm dầu mỏ đang ngày càng gây ô nhiễm trầm trọng biển và đại dương. Những hiểm họa về dầu thường liên quan đến sự cố tràn dầu của các giếng khoan hay đắm tàu chở dầu. Theo tài liệu từ Tạp chí Tài nguyên Thế giới (1987) cho thấy trong số 53 581 tàu chở dầu từ 1973-1986 đã xảy ra 434 tai nạn (1,2%) và làm tràn 2,4 triệu tấn dầu (1 tấn dầu có thể nhiễm bẩn 1,2km² mặt nước với lớp dầu 2,5-10,0mm). Dầu tràn ra biển được sóng và dòng chảy đưa đi xa hoặc trôi dạt vào bờ, xáo trộn xuống lớp nước sâu hoặc đáy biển. Lớp dầu mỏng dần theo thời gian do quá trình hoà tan, nhũ hoá, quang hoá và bay hơi... Trong các cảng biển ô nhiễm nặng, dầu tích tụ ở đáy có thể chiếm tới 20% trọng lượng đất đáy. Biển Đông được xem là một địa bàn khai thác dầu khá sôi động hiện nay ở Đông Nam châu Á đồng thời là con đường biển vận tải dầu đến các nước Đông Bắc Á; trước hết là Nhật Bản và Hàn Quốc do vậy trên tuyến đường từ Trung Đông qua Singapo-Tôkyô này qua biển Vũng Tàu-Côn Đảo đó là chưa kể đến ảnh hưởng của các khu khai thác dầu của chúng ta và các nước khác ở Biển Đông. Hậu quả của ô nhiễm dầu trước hết huỷ hoại các hệ sinh thái ven bờ, đảo như các rừng ngập mặn, các rạn san hô, suy giảm tính đa dạng sinh học, giảm chất lượng nước ở các khu du lịch cũng như môi trường sống của con người.

Hiện nay công nghiệp dầu khí của nước ta đang mở ra những triển vọng lớn cho công nghiệp hoá, nhưng kéo theo nó là những tiềm năng hiểm họa về sự ô nhiễm. Nhất là vùng khai thác ở phía Nam lại nằm trong vùng giàu tiềm năng hải sản nhất nước ta cả ngoài khơi và ven bờ.

4. Tóm tắt lịch sử phát triển của khoa học hải dương

A. Quá trình phát triển của khoa học hải dương được chia thành ba giai đoạn:

Giai đoạn I từ đầu thế kỷ thứ XVIII trở về trước, có thể gọi đây là giai đoạn thám hiểm là chủ yếu.

Giai đoạn 2 tiếp theo cho đến năm 1902 đánh dấu bằng sự ra đời của Uỷ ban Quốc tế về Hải dương. Giai đoạn này được gọi là giai đoạn điều tra đo đạc hải dương, chế tạo các dụng cụ đo đạc.

Giai đoạn 3 là từ 1902 trở lại đây là giai đoạn song song các thám hiểm đo đạc và nghiên cứu.

Giai đoạn đầu (trước công nguyên) người ta đã khảo sát địa lý, tích luỹ số liệu về biển, mô tả các hiện tượng cơ bản xảy ra trên biển và đại dương, những số liệu lúc đó phần lớn từ những ngư dân đánh bắt hải sản, từ những người buôn bán trên biển.

Những phát minh địa lý và các cuộc hành trình nghiên cứu biển phát triển với quy mô ngày một lớn vào cuối thế kỷ XV đến đầu thế kỷ XVI.

Năm 1492 Christopher Columbus phát hiện ra dòng chảy tín phong bắc Đại Tây dương. Ferdinand Magellan là người đầu tiên tổ chức chuyến viễn dương vòng quanh thế giới vào đầu thế kỷ XVI và kết luận rằng tất cả các đại dương đều nối liền với nhau và Trái Đất là hình cầu. Từ thế kỷ XVIII đầu thế kỷ XIX nhiều công trình nghiên cứu Hải dương đã ra đời.

Trong khoa học hải dương, thiên nhiên được xem xét như một thể thống nhất; các đối tượng, các hiện tượng có quan hệ hữu cơ với nhau, phụ thuộc lẫn nhau và là nguyên nhân của nhau. Với cách nghiên cứu đó đã được tiến hành bằng con đường quan trắc có hệ thống các yếu tố, hiện tượng ở ven bờ, ngoài khơi cũng như các cuộc khảo sát toàn diện hay theo chuyên đề từ các tàu, máy bay, vệ tinh, các phao định vị, nhằm xác định các quy luật biến đổi theo thời gian cũng như không gian như: mực nước, nhiệt độ, đóng băng và tan băng, độ muối, dòng chảy, sóng, màu nước, độ trong suốt, các chất hoà tan, tốc độ truyền âm, hiện tượng khúc xạ ánh sáng, những mẫu sinh vật, mẫu đất đáy...

Để phục vụ cho các nhu cầu khác nhau của phát triển kinh tế an ninh quốc phòng từ những nghiên cứu về hải dương người ta đã lập các bảng thuỷ triều cho từng vùng biển, các bản đồ khí tượng thuỷ văn biển.

B. Quá trình nghiên cứu biển của nước ta

Từ ngàn đời xưa ông cha ta đã tổng kết những kinh nghiệm qua việc theo dõi lên xuống của nước biển để sống, chiến đấu bảo vệ đất nước và khai thác tài nguyên biển: phát triển nghề cá, làm ruộng, làm muối... Những kinh nghiệm được đúc kết trở thành tài sản vô giá cho các thế hệ sau (tuy chưa cắt nghĩa được cẩn nguyên của hiện tượng). Nhờ có những kinh nghiệm này Ngô Quyền và Trần Hưng Đạo đã lập nên chiến thắng trên sông Bạch Đằng; nhà bác học nổi tiếng của nước ta thế kỷ 18 Lê Quý Đôn đã mô tả được hiện tượng “*nước thuỷ triều lên xuống tùy theo sự di mau hay di chậm của Mặt Trăng chót không phải do đất chìm hay đất nổi*”. Năm 1873, lần đầu tiên xuất hiện Bảng

thuỷ triều ở bờ biển Đông Dương do Sở Thuỷ đạc của Hải quân Pháp xuất bản. Những số liệu đo đạc mực nước biển bằng máy tự ghi sớm nhất ở Việt Nam là vào khoảng 1927-1930. Bảng dự tính thuỷ triều hàng năm của Nhà nước Việt Nam do Nha Khí tượng xuất bản lần đầu từ 1958 đến năm 1973 đã có đủ cho các cảng của cả nước. Từ 1972 Bảng dự tính dòng triều hàng năm cũng được cung cấp cho thực tế do Trung tâm Khí tượng Thuỷ văn Biển xuất bản, đồng thời Trung tâm này cũng quản lý toàn bộ mạng lưới quan trắc khí tượng hải văn dọc ven bờ, hải đảo.

Ở phía Nam, năm 1926 thành lập Viện Hải dương học Nha Trang. Năm 1922 (14-2-1922) Sở Nghiệp nghiệp Đông Dương được thành lập. Ngày 01-01-1930 đổi tên là Viện Hải dương học Đông Dương. Ở phía Bắc năm 1959 thành lập Đội khảo sát biển, năm 1961 đổi tên thành Trạm nghiên cứu biển; đến năm 1967 trở thành Viện nghiên cứu biển trực thuộc Uỷ ban khoa học và kỹ thuật Nhà nước. Sau ngày Miền Nam được giải phóng (1975) đất nước thống nhất Viện Hải dương học Đông Dương sát nhập với Viện nghiên cứu biển trực thuộc Viện Khoa học Việt Nam. Năm 1993 Viện đổi tên thành Viện hải dương học Nha Trang thuộc Viện Khoa học và công nghệ Việt Nam. Viện có nhiệm vụ điều tra, nghiên cứu các điều kiện tự nhiên: vật lý, thuỷ văn, động lực, hoá học, địa chất, sinh học, sinh thái, môi trường và các nguồn lợi tài nguyên sinh học của Biển Đông. Nghiên cứu quá trình xói lở và bồi tụ bờ, vấn đề quy hoạch khai thác, bảo vệ các hệ sinh thái đặc thù như vùng cửa sông, rừng ngập mặn, đầm phá, vũng vịnh ven biển, rạn san hô và các đảo.

Viện nghiên cứu hải sản với nhiệm vụ điều tra, nghiên cứu sinh vật biển: phân bố, di cư, các quá trình sinh học, các điều kiện tự nhiên có ảnh hưởng đến chúng. Xác lập các quy luật biến động, biện pháp bảo vệ, duy trì và phát triển tài nguyên sinh vật biển. Nuôi trồng hải sản ở các vùng nước mặn, nước lợ.

Trung tâm Khí tượng Thuỷ văn Biển trực thuộc Bộ Tài nguyên và Môi trường được thành lập (29-4-1987) từ Bộ môn Hải văn thuộc Nha Khí tượng (1957) có nhiệm vụ quan trắc, đo đạc các yếu tố khí tượng hải văn dọc bờ biển Việt Nam và trên các đảo (Hòn Dáu, Cô Tô, Bạch Long Vĩ, Cồn Cỏ, Trường Sa, Côn Đảo, Phú Quốc...). Điều tra, khảo sát, đo đạc các yếu tố khí tượng hải văn trên tàu ở Biển Đông và các vùng biển Việt Nam theo định kỳ hoặc theo các chuyên đề phục vụ quốc phòng và phát triển kinh tế. Xây dựng các quy phạm quan trắc khí tượng thuỷ hải ven bờ và trên tàu. Nghiên cứu các phương pháp tính toán, dự báo các yếu tố động lực biển như sóng, thuỷ triều, hải lưu, nước dâng do bão...

Năm 1998 chiếc tàu nghiên cứu Biển Đông của Việt Nam hạ thuỷ đưa vào hoạt động.

Các cơ quan khác: Bộ Tư lệnh Hải quân, Bộ Giao thông, Bộ Nông nghiệp và Phát triển Nông thôn, Bộ Xây dựng, Bộ Khoa học và Công nghệ, Bộ Giáo dục và Đào tạo.

Đội ngũ cán bộ có trình độ đại học và trên đại học làm công tác hải dương của nước ta ngày một nhiều. Trước năm 1960 đội ngũ chủ yếu được đào tạo ở nước ngoài với số lượng còn ít ỏi, ngày nay có hàng nghìn người được đào tạo từ các trường Đại học trong nước như Đại học Quốc gia Hà Nội, Đại học Hàng hải, Đại học Thuỷ sản, Đại học Thuỷ lợi, Đại học Giao thông, Đại học Xây dựng, Đại học Mỏ địa chất... và các trường Đại học ở nước ngoài.

Năm 2001 Trường Đại học Thuỷ lợi được Chính phủ Hà Lan tài trợ xây dựng Chương trình đào tạo, xây dựng đội ngũ cán bộ giảng dạy và phòng thí nghiệm để mở ngành Kỹ thuật Bờ biển, năm 2003 đã tuyển sinh khoá học đầu tiên.

Cuốn giáo trình này được biên soạn chủ yếu về các vấn đề vật lý hải dương, giúp cho các kỹ sư thuỷ lợi hiểu biết các động lực, môi trường ven bờ phục vụ tính toán quy hoạch thiết kế các công trình bảo vệ bờ, khai thác tài nguyên ven biển.

Chương 1

BIỂN VÀ ĐẠI DƯƠNG

1.1. ĐẠI DƯƠNG THẾ GIỚI

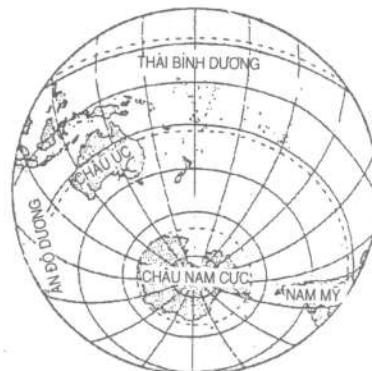
1.1.1. Sự phân bố đất và nước trên địa cầu

Khoảng nước rộng tạo thành lớp nước liên tục bao quanh các châu lục được gọi là đại dương thế giới. Trong số 510 triệu km² diện tích vỏ Trái Đất thì diện tích bề mặt của đại dương thế giới chiếm 361 triệu km², diện tích đất liền chiếm 149 triệu km². Như vậy, 70,8% diện tích bề mặt Trái đất là nước và 29,2% diện tích là đất liền.

Sự phân bố đất và nước trên địa cầu rất không đều nhau: Bắc bán cầu diện tích mặt nước chiếm 60,7% diện tích bán cầu và lục địa chiếm 39,3%. Còn ở nam bán cầu tỷ lệ này là nước chiếm 80,9% và đất liền chiếm 19,1%.

Nếu chia Trái Đất ra làm hai bán cầu đặc biệt, có diện tích bằng nhau sao cho ở một trong hai bán cầu này có diện tích đất liền nhiều nhất (bán cầu lục địa hay bán cầu đất) còn bán cầu kia nước chiếm nhiều nhất (bán cầu hải dương hay bán cầu nước). Với cách chia đó ta có bán cầu đất có cực nằm ở nước Pháp có toạ độ là ($47^{\circ}15'N$, $2^{\circ}30'W$) gần cửa sông Loarơ; và bán cầu nước có toạ độ là ($47^{\circ}15'S$, $117^{\circ}30'E$) phía đông nam Niu zi lân. Xét hai bán cầu trên đặc biệt đó thì diện tích mặt nước trên bán cầu đất cũng chiếm tới 52,7% diện tích bán cầu còn bán cầu nước diện tích nước chiếm 90.1% (hình 1-1).

Sự phân bố đất và nước không đều theo vĩ độ. Quanh vùng bắc cực toàn là nước, đến vĩ độ 84°N đất liền mới bắt đầu xuất hiện và mở rộng dần tới vĩ độ $60 - 70^{\circ}\text{N}$ đất liền gần như tạo thành một vành khuyên. Quá về phía nam đất liền trên Trái Đất càng thu hẹp dần và



Hình 1-1. Bán cầu đất và bán cầu nước

cuối cùng biến mất ở vĩ độ 56°S (mũi Horn). Sau mũi Horn nước lại bao phủ địa cầu thành một dải liền. Từ vĩ độ 63°S đất liền lại xuất hiện và chiếm toàn bộ vùng cực nam.

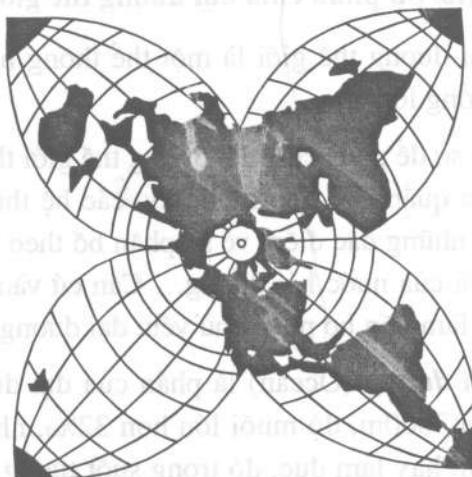
Các nhà nghiên cứu hải dương có người cho rằng sự phân bố đất và nước trên địa cầu ở thế đối xứng xuyên tâm, điển hình là trường hợp hai cực; ở bắc cực là Bắc Băng dương có độ sâu lớn nhất khoảng trên 5000m, trong khi đó ở nam cực là khối lục địa với độ cao lớn nhất cũng đạt trên 5000m; châu Phi và châu Âu đối xứng với Thái Bình dương; Bắc Mỹ đối xứng với Ấn Độ dương và châu Úc đối xứng với bắc Đại Tây dương...

Tất cả các đại lục nhóm thành từng đôi: Bắc Mỹ với Nam Mỹ, châu Âu với châu Phi, châu Á với châu Úc. Mỗi đôi tạo thành một “tia đại lục” và tất cả các đại lục đều chum lại ở cực bắc và tạo thành một “ngôi sao lục địa”(hình 1-2). Tất cả các đại lục đều có dạng hình nêm (*hình tam giác*) có đáy ở phía bắc. Các đại lục đều lõm ở phía tây và lồi ở phía đông. Một số đại lục dọc theo rìa phía đông được viền bằng chuỗi đảo được gọi là “các vòng cung đảo” mà có bề lõi quay về phía đông. Thí dụ như quần đảo Ăngti nối liền châu Bắc Mỹ với châu Nam Mỹ; vòng cung đảo Đông Á (kể cả A Lâu Chiên). Trong khi đó phía tây các đại lục này không có các vùng cung đảo như vậy.

Ở mỗi tia đại lục lại có sự phân cách ra đại lục bắc và đại lục nam bằng một đới vỡ vụn của vỏ Trái Đất hay các biển nội địa. Thí dụ như biển Ca-ra-íp và vịnh Mê-hi-cô, Địa Trung Hải và các biển nối châu Úc với châu Á.

Mỗi tia, đại lục phía nam thường lệch về phía đông so với đường kinh tuyến kéo dài của đại lục bắc.

Giải thích tính chất lục địa của bán cầu bắc và tính hải dương của bán cầu nam có giả thuyết cho rằng là do sự thống trị của quá trình vận động nâng lên của vỏ Trái Đất ở miền ôn đới thuộc bắc bán cầu và hạ xuống ở miền ôn đới thuộc nam bán cầu. Đồng thời để bù lại cho sự vận động thẳng đứng đó là sự hạ xuống của vỏ Trái Đất ở vùng cực bắc và nâng lên ở vùng cực nam. Song song với sự nâng lên hạ xuống của vỏ Trái Đất có sự chuyển dịch đại lục ở bắc bán cầu về phía tây và nam bán cầu về phía đông nguyên nhân là do hiệu ứng vận xoắn dưới tác dụng của lực tiếp tuyến phụ xuất hiện phù hợp với quy luật bảo toàn mô men của lực khi Trái Đất tự quay.



Hình 1-2. Ngôi sao lục địa.

Quy luật bảo toàn mô men của vật thể chuyển động có thể dùng để cắt nghĩa cho các hiện tượng khác: Thạch quyển gồm ba bộ phận - đại dương ở phía tây và phía đông, lục địa ở giữa, phần lục địa được nâng lên còn phần đại dương ở hai bên hạ xuống trong quá trình tự quay của Trái Đất bộ phận đại lục có khuynh hướng dịch chuyển về phía tây còn hai bộ phận hải dương có khuynh hướng dịch chuyển về phía đông, nên xảy ra sự dồn nén ở rìa phía tây của đại lục, đồng thời có sự dãn ra ở rìa phía đông. Hệ quả của quá trình kiến tạo này là xuất hiện đường đứt gãy (địa hào) dọc kinh tuyến cùng với các cung đảo ở rìa đông của các đại lục.

Tính chất tương phản của sự phân chia đất và nước trên Trái Đất như vậy cố nhiên luôn đảm bảo sự cân bằng của vật thể - hành tinh trong điều kiện tự quay của nó.

1.1.2. Sự phân chia đại dương thế giới

Đại dương thế giới là một thể thống nhất liên tục mà các châu lục như những hòn đảo khổng lồ.

Cơ sở để phân chia đại dương thế giới thành các bộ phận là các đường ven bờ các lục địa, các quần đảo, địa hình đáy, các hệ thống độc lập của hải lưu và các hoàn lưu khí quyển, những đặc điểm về sự phân bố theo phương ngang và thẳng đứng của nhiệt độ và độ muối của nước hải dương... Căn cứ vào những dấu hiệu đó đại dương thế giới được chia ra làm bốn bộ phận chủ yếu: đại dương, biển, vịnh và eo biển.

Đại dương (Ocean) là phần của đại dương thế giới có diện tích rộng, xa lục địa, sâu trên 3000m, độ muối lớn hơn 32‰, nhiệt độ của nước tương đối ổn định, nước có màu lam hay lam đục, độ trong suốt tương đối lớn và có hệ thống thuỷ triều và hải lưu độc lập.

Theo những điều kiện trên, đại dương thế giới được chia ra làm bốn đại dương: Thái Bình dương, Đại Tây dương, Ấn Độ dương và Bắc Băng dương.

Thái Bình dương (Pacific Ocean) có giới hạn phía tây là bờ đông của lục địa châu Á, qua eo biển Malacca, rồi dọc theo ven bờ phía tây và nam quần đảo Đông Ấn (vì chế độ thuỷ văn của tất cả các biển trong quần đảo này được xác định trên cơ sở trao đổi nước với Thái Bình dương). Ranh giới được tiếp tục đến mũi Bugenvil ở bờ bắc châu Úc vòng qua phía đông đảo Úc tới Tasmania, qua eo biển Basov theo kinh tuyến 147° E tới châu Nam Cực. Giới hạn phía nam là đường bờ của châu Nam Cực. Giới hạn phía đông là bờ tây của lục địa châu Bắc Mỹ và châu Nam Mỹ, từ mũi Horn qua eo biển Dreica tới mỏm đất Greiem thuộc châu Nam Cực. Giới hạn phía bắc là eo biển Bering từ mũi Iunicon (bán đảo Tchukotk) tới mỏm ở cửa phía nam vịnh Sitsmariep (bán đảo Xiuvad).

Thái Bình dương là một đại dương sâu nhất có độ sâu bình quân là 4.282m, nơi sâu nhất đạt tới 11.022m, rộng nhất có diện tích chiếm 1/3 diện tích bề mặt Trái Đất và bằng một nửa diện tích của đại dương thế giới ($179.679.000 \text{ km}^2$). Đây là đại dương được xem

là lâu đời nhất và ấm nhất với nhiệt độ trung bình của nước trên mặt khoảng $19,1^{\circ}\text{C}$; độ muối của nước ở đây đạt tới 36‰; địa hình đáy của Thái Bình dương cơ bản là bằng phẳng, và có nhiều vực thẳm; điển hình là vực Marian sâu nhất thế giới ($h_{\max} = 11.022\text{m}$). Tuy nhiên, Thái Bình dương cũng có nhiều đảo và núi ngầm tập trung ở vùng Hawai. Các dòng hải lưu chủ yếu là dòng nước ấm Bắc Xích đạo, Nam Xích đạo, Kurôsivô, Đông Úc; các dòng nước lạnh là Califolia, Kuril, Perù và dòng Gió Tây.

Đại Tây dương (Atlantic Ocean) giới hạn phía tây là bờ đông của lục địa châu Mỹ và Thái Bình dương; phía nam là bờ của châu Nam Cực; phía đông là bờ phía tây của châu Âu (từ bán đảo Statland của Na Uy đến đảo Pyrénê) và bờ tây của châu Phi rồi từ mũi Hảo theo kinh tuyến 20°E tới châu Nam Cực; giới hạn phía bắc Đại Tây dương được phân cách với Bắc Băng dương theo đường từ bán đảo Statland - các đảo Scotland - các đảo Phaêrô qua eo Đatsy (từ đảo Island-Greenland-Baphin) và cuối cùng vòng xuống phía nam qua eo biển Hútson. Đường ranh giới này theo sống núi ngầm gồ cao phân cách Đại Tây dương với các biển Na Uy, Greenland và Baphin.

Đại Tây dương có đặc điểm nổi bật là có dạng giống hình chữ S; diện tích khoảng $93.363.000 \text{ km}^2$ chiếm 25% diện tích bề mặt của đại dương thế giới; độ sâu trung bình của Đại Tây dương là 3.925m và sâu nhất đạt tới 9.219m ; nhiệt độ trung bình của nước mặt là $16,9^{\circ}\text{C}$; độ muối trung bình trên toàn đại dương 35‰. Giữa đại dương có dãy núi ngầm chạy dài trên 15.000km từ bắc xuống nam chia đại dương ra làm hai phần. Các dòng hải lưu chính ở đây phải kể đến các dòng nước ấm Bắc Xích đạo, Nam Xích đạo, Gulfstream, Braxin và các dòng nước lạnh như Labrador, Canar, Bengel và dòng Gió Tây.

Ấn Độ dương (Indian Ocean) là đại dương nằm chủ yếu ở nam bán cầu có giới hạn phía bắc là bờ nam của lục địa châu Á; phía tây là bờ đông của châu Phi và Đại Tây dương; phía nam là bờ châu Nam Cực, phía đông là bờ tây của châu Úc và Thái Bình dương. Diện tích mặt nước của Ấn Độ dương là $74.917.000 \text{ km}^2$ có độ sâu trung bình là 3.963m và độ sâu lớn nhất đạt 7.450m . Địa hình đáy của đại dương này khá đơn giản lệch về phía đông. Hải lưu ở đây thay đổi theo mùa cho nên thường gọi là các dòng gió mùa.

Bắc Băng dương (Arctic Ocean) là đại dương có bốn phía là lục địa chỉ thông với Thái Bình dương và Đại Tây dương bằng các eo biển. Bắc Băng dương được bao bọc bởi các bờ phía bắc của các châu Á, Âu và Bắc Mỹ. Đây là đại dương nằm hoàn toàn ở vĩ độ cao, có diện tích bề mặt thuộc loại nhỏ nhất ($13.100.000 \text{ km}^2$). Độ sâu trung bình là 2.179m và độ sâu lớn nhất là 5.220m . Địa hình đáy đại dương vô cùng phức tạp có rất nhiều núi ngầm. Chế độ nước cũng như các dòng hải lưu ở đây phụ thuộc vào sự tuần hoàn của nước với đại dương kế cận (Thái Bình dương, Đại Tây dương) và nguồn nước từ các sông của nước Nga và Bắc Mỹ. Khí hậu trong vùng chịu ảnh hưởng rất lớn của chế độ đóng và tan băng ở đây.

Biển (Sea) là bộ phận của đại dương thế giới ăn sâu vào đất liền có chế độ thuỷ văn khác ở chừng mực nào đó so với của đại dương kế cận. Đặc điểm chung của biển là diện tích bề mặt nhỏ (chiếm khoảng 11% diện tích của đại dương thế giới); có độ sâu trung bình nhỏ hơn 3.000m (do ở gần lục địa) có độ muối nhỏ hơn 32‰ và thay đổi theo mùa do bị nước sông pha loãng; độ trong suốt tương đối nhỏ; nước có màu vàng hay màu vàng lục. Trong biển không có hệ thống thuỷ triều và hải lưu độc lập.

Theo đặc tính và quy luật của nước, Iu. M. Sôcanski đã chia biển ra làm hai loại: biển giữa lục địa và biển ven lục địa.

Những biển nằm giữa lục địa như Địa Trung Hải, Ban Tích... thường ăn sâu vào đất liền, thông với đại dương bằng các eo biển hẹp nên sự trao đổi nước với đại dương kế cận không được dễ dàng. Những biển này thường bị chia cắt bởi nhiều đảo. Điểm nổi bật của chế độ thuỷ văn ở đây là thuỷ triều không lớn, nhiệt độ của nước từ một độ sâu nào đó tới đáy tương đối đồng đều.

Những biển ven lục địa như biển Đông, biển Bering, biển Nhật Bản... là phần của đại dương được tách ra bằng các đảo hoặc các bán đảo. Vì vậy, quan hệ của nước của các biển loại này với đại dương kế cận chặt chẽ hơn so với các biển giữa lục địa. Biển ven lục địa thường ít bị chia cắt, ít đảo, thuỷ triều của đại dương kế cận truyền vào khá dễ dàng do đó khối nước của các biển ven lục địa có đặc tính khá phù hợp với khối nước của đại dương kế cận. Hải lưu ở các biển ven lục địa phụ thuộc vào hải lưu của đại dương kế cận.

Về sau, người ta chia thêm loại biển nữa là biển giữa các đảo. Biển loại này thường được bao bọc bằng các vịnh đảo sít hoặc thưa như biển Xulu. Chế độ thuỷ văn của biển này phụ thuộc vào sự trao đổi nước tự do với đại dương kế cận.

Vịnh (Gulf) là phần của biển hoặc đại dương ăn sâu vào đất liền có ba phía là lục địa và một phía là biển hoặc đại dương. Đường ranh giới giữa vịnh với biển hoặc đại dương chỉ là những đường quy ước theo các mũi ở cửa vịnh hay đường đẳng sâu nào đó.

Đặc tính của nước trong vịnh khá phù hợp với nước của biển hay đại dương kế cận. Hình dạng của vịnh có thể tròn như vịnh Capentaria (Úc), dạng phễu như vịnh Bengan (Ấn Độ), dạng kéo dài như vịnh Phần Lan (châu Âu) và dạng nửa vành khuyên như vịnh Bắc Bộ (Việt Nam).

Tuỳ theo kích thước và đặc tính nước ở bên trong vịnh mà phân chia vịnh ra các loại: khe fio, vũng cạn và phá.

Khe (Fio) có đặc tính: hẹp, nước sâu, có bờ đá dựng đứng. Nguồn gốc của các khe là do hoạt động của băng hà, điển hình là khe Porsanger (Na Uy).

Vũng cạn (Liman) là loại vịnh cạn ăn sâu vào đất liền có các doi đất và cồn cát, nguồn gốc là do thung lũng đoạn cửa sông hay vùng hạ lưu bị ngập nước biển.

Phá (Lagoon) là vịnh nông chứa nước mặn hay nước lợ có dạng kéo dài nối với biển bằng các eo hẹp hoặc có thể tách biệt với biển bằng các doi đất, thường có các sông nhỏ đổ nước trực tiếp vào phá, phá có thể kéo dài hàng ngàn kilômet như ở Mêhicô có phá dài 1800 km. Ở nước ta nổi tiếng là phá Tam Giang thuộc tỉnh Thừa Thiên - Huế. Vùng nước trong các vành đảo san hô (atoll) cũng được gọi là phá.

Eo biển (Channel) là phần hẹp của đại dương thế giới nối hai khối nước sâu hơn. Eo biển có thể nối hai đại dương với nhau như eo Bering nối Thái Bình Dương với Bắc Băng Dương; nối hai biển với nhau như eo Bột Hải nối biển Bột Hải với Hoàng Hải (Trung Quốc); và nối biển với đại dương như eo biển Gibrantar nối Địa Trung Hải với Đại Tây Dương. Ở các eo biển nước thường chảy xiết, có nhiều dòng xoáy, vật chất đáy phần nhiều là nham thạch cứng: sỏi, cuội, cát...

1.2. ĐỊA HÌNH ĐÁY BIỂN VÀ ĐẠI DƯƠNG

Sự hình thành và phát triển của vỏ Trái Đất nói chung và đáy đại dương thế giới nói riêng là kết quả của quá trình tương tác của một loạt yếu tố trong đó những yếu tố quan trọng nhất phải kể đến là các yếu tố vũ trụ, hành tinh, nội sinh và ngoại sinh.

Yếu tố vũ trụ là hiện tượng triều lưu làm cho vỏ trái đất bị biến dạng là nguyên nhân sinh ra các quá trình tạo núi và địa hào.

Yếu tố hành tinh là các lực sinh ra trong quá trình vận động của trái đất trong vũ trụ và tự quay quanh trục của mình, do cấu tạo bất đối xứng giữa bắc và nam bán cầu hình thành các mô men lực làm vặn vỏ Trái Đất, hệ quả là bề mặt bị biến dạng.

Yếu tố nội sinh luôn gắn liền với các lực bên trong của Trái Đất mà biểu hiện rõ nhất là động đất và núi lửa hoạt động. Dưới tác dụng của những lực tạo sơn trên cho thấy vỏ Trái Đất luôn bị biến dạng. Theo tài liệu quan trắc được cho thấy sự chuyển dịch khá chậm theo các phương và tốc độ ở mỗi nơi mỗi khác: Ở vùng bờ biển Ban Tích và biển Na Uy thường nâng lên từ 1,0 đến 10mm/năm, trong khi đó ở bờ biển Hà Lan lại hạ xuống với tốc độ 2,5mm/năm. Vùng Capcadơ và ven biển Caspien (Nga) lại nâng lên 1,2 - 1,4 mm/năm.

Các quá trình nội sinh chính là các quá trình sinh ra do năng lượng bên trong của Trái Đất. Theo quan điểm hiện đại có thể chia ra làm hai loại năng lượng: do trọng lực và nhiệt năng. Loại năng lượng thứ nhất sinh ra do sức hút của Trái Đất, những vật chất đặc nặng chìm vào lòng còn những vật nhẹ hơn thì chuyển dịch ra ngoài. Tổng năng lượng này ước tính được chừng 10^{38} . Với năng lượng này có thể cất nghĩa những quá trình kiến tạo của vỏ Trái Đất. Đồng thời với tổng nhiệt năng như vậy toả ra khi các nguyên tố phóng xạ phân huỷ trong các thành phần của vỏ Trái Đất. Lượng nhiệt dư thừa bị mất đi do quá trình phát xạ.

Các yếu tố ngoại sinh tạo sơn phải kể đến các loại dòng chảy khác nhau, sóng, băng hà, hoạt động của những sinh vật biển. Hiệu quả của các tác nhân ngoại sinh luôn biến động do môi trường: Khí quyển đối với lục địa, nước đối với đáy đại dương.

Do sự biến động rất ít theo không gian và thời gian của các đặc trưng nước ở vùng sâu đại dương nên vai trò thành tạo địa hình đáy đại dương của các tác tố ngoại sinh trở nên rất nhỏ so với các tác tố nội sinh. Ở đây chủ yếu là xảy ra các quá trình bồi tụ trầm tích.

Tóm lại, địa hình đáy biển và đại dương chịu ảnh hưởng chủ yếu của các quá trình kiến tạo nội sinh còn các nguyên nhân khác như sóng gió, dòng chảy các loại mang vật liệu từ đất liền ra, xác các sinh vật biển... chỉ có tác dụng tạo nên những hình thù khác nhau của đáy đại dương.

Mức độ cắt xẻ của địa hình đáy biển và đại dương thường kém hơn so với bề mặt của lục địa. Vì ở đây quá trình bồi tụ xảy ra là chính. Các dòng hải lưu, sóng biển chỉ ảnh hưởng ở những vùng ven bờ đến độ sâu $100 \div 150$ m.

Việc nghiên cứu địa hình biển và đại dương có ý nghĩa rất lớn không chỉ đối với các ngành kinh tế như: giao thông, xây dựng các công trình trên biển, đánh bắt hải sản... mà cả về mặt khoa học, từ những đặc điểm địa hình đáy biển và đại dương ta có thể suy đoán được những đặc tính hải văn tương ứng.

Theo quan điểm hiện đại cho rằng Trái Đất được cấu tạo bởi một hạt nhân cứng và một số quyển địa chất có chiều dày và cấu tạo địa chất khác nhau (bảng 1-1).

Bảng 1-1. Độ sâu và các thành phần của các quyển địa chất.

Tên gọi của quyển địa chất	Độ sâu(km)	Thành phần của quyển địa chất
Vỏ Trái đất	0-75	Sa thạch, granit, bazan
Lớp dưới vỏ (Manty)	75-1200	Đá mè
Lớp ôxit sunfit	1200-2900	Sun fit kim loại chủ yếu là sắt, nikel
Nhân	2900-6370	Sắt, nikel

1.2.1. Phân vùng đáy biển và đại dương

Cho đến nay, địa hình trên lục địa có thể xem như đã được nghiên cứu khá chi tiết, chỉ trừ một số vùng núi cao thuộc châu Á, châu Mỹ và phần sâu trong lục địa Nam Cực còn chưa đo vẽ hoàn chỉnh. Còn đối với địa hình đáy biển và đại dương cho mãi đến thế kỷ XX sau khi những máy đo hồi âm ra đời và trở thành công cụ đắc lực cho việc đo sâu có độ chính xác cao thì địa hình đáy biển và đại dương mới trở nên rõ nét. Để tiện cho việc mô tả địa hình đáy biển và đại dương người ta thường sử dụng các đường đẳng sâu. Theo quy ước trên những bản đồ địa hình đáy biển và đại dương các đường đẳng sâu được vẽ với khoảng cách 10, 20, 50, 100, 200, 300, 500, 1000m và sau đó cách nhau

1000m. Những bản đồ các biển và đại dương mà trên đó vẽ các đường đẳng sâu được gọi là bản đồ độ sâu. Những bản đồ độ sâu cho phép ta mô tả những đặc điểm chính của địa hình đáy biển và đại dương.

Theo độ sâu đáy biển và đại dương được phân chia ra làm 4 vùng địa mạo khác nhau: Thềm lục địa, sườn lục địa, đáy đại dương và vực thẳm.

Thềm lục địa (Shelf) là vùng ven bờ của đáy biển và đại dương có độ sâu đến 200m, độ dốc trung bình nhỏ hơn $10'$. Đây là khu vực chịu sự tác động mạnh mẽ nhất của động lực biển và lục địa. Sự hình thành thềm lục địa chủ yếu là do sự lún sụt của các châu lục. Người ta đã tìm thấy trên thềm lục địa còn nhiều di tích của lục địa như những thung lũng ngầm, thềm bờ, băng vĩnh cửu và các dấu tích của sinh vật trên cạn.

Địa hình của thềm lục địa có quan hệ rất chặt chẽ với địa hình của đất liền tiếp giáp. Theo nguyên tắc ở đâu bờ biển là vách đá thì thềm lục địa thu hẹp, còn ở những vùng đồng bằng thì thềm lục địa tiến xa ra biển. Thí dụ như ở bờ đông châu Phi, bờ đông Camratca Thái Bình Dương... chiều rộng thềm lục địa chỉ có từ $15 \div 45$ km, trong khi đó dọc bờ biển bắc châu Âu - ở Bắc cực thềm lục địa đạt tới hàng trăm km. Chiều rộng cực đại của thềm lục địa có thể $1200 - 1300$ km như ở biển Đông của nước ta, biển Barenxốp (Nga).

Thềm lục địa là vùng có ý nghĩa quan trọng trong sản xuất và trong cuộc sống của con người. Nhiều khu công nghiệp quan trọng trên thế giới đều nằm ở thềm lục địa: Khu khai thác dầu khí ở biển Catspien (Nga), vịnh Mêhicô (Mêhicô), Vũng Tàu (Việt Nam)...

Sườn lục địa (Slope) là mặt nghiêng nối thềm lục địa với đáy đại dương. Vùng này thường ở độ sâu từ $200 \div 3000$ m, độ dốc khá lớn, trung bình là $4 \div 7^0$, ở quanh các đảo san hô, núi lửa đôi khi tới $20 \div 40^0$.

Do độ dốc lớn làm cho những trầm tích vụn bờ dưới tác dụng của trọng lực dễ bị lăn xuống sâu nên thường trơ đá gốc.

Sườn lục địa có thể bị chia cắt bởi những thung lũng ngầm, mà nguồn gốc của những thung lũng này có liên quan đến vận động kiến tạo hoạt động của băng hà và động lực dòng nước ở cửa các sông lớn. Hầu hết các thung lũng ngầm đều ăn sâu vào vùng thềm lục địa. Thí dụ như cửa sông Mississippi có thung lũng ngầm dài 48 km; ở cửa sông Inda dài 113 km, ở cửa sông Công Gô dài 130km. Những thung lũng ngầm có đặc điểm là dốc, hẹp, vách dựng đứng như dạng ca-nhông có trắc diện dốc dốc $40 \div 100\%$ trong khi đó các sông lớn có độ dốc thường ít khi vượt quá $2 \div 3\%$.

Đáy đại dương (Plain) là vùng nối tiếp giữa sườn lục địa với các vực thẳm. Độ dốc của đáy đại dương thường nhỏ, trung bình từ $20' \div 40'$ và ở độ sâu $3000 \div 6000$ m. Diện tích đáy đại dương khá rộng, chiếm 75,9% diện tích đáy đại dương thế giới. Bề mặt đáy đại dương thường có dạng hình lòng chảo và bị chia cắt bởi các dãy núi ngầm hoặc những hòn đảo hay quần đảo, như ở bắc Thái Bình Dương có quần đảo Hawaï và Marian ở giữa.

Vực thẳm (Trench) là khu vực sâu nhất của đại dương thế giới chỉ chiếm một phần diện tích rất nhỏ khoảng 1,2% diện tích đại dương thế giới. Các vực thẳm đều có độ sâu trên 6000m. Hầu như tất cả (không có ngoại lệ) các vực thẳm đều ở ven các lục địa hay chuỗi đảo. Vực thẳm của đại dương thế giới tập trung chủ yếu ở phía tây Thái Bình Dương (12 trong số 17 vực) điển hình là vực Kurin, Nhật Bản, Mindanao, Marian. Vực sâu nhất thế giới là vực Marian đo được 11.022m trong *Năm vật lý địa cầu quốc tế* (1957) do tàu nghiên cứu Vichiaz của Liên Xô (cũ) thực hiện.

1.2.2. Đường cong trắc cao

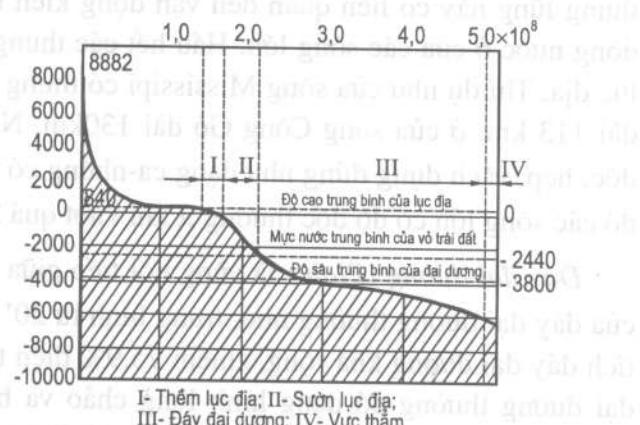
Đường cong trắc cao là đường biểu diễn sự biến đổi của diện tích bề mặt vỏ Trái Đất theo chiều cao. Đường cong trắc cao được xây dựng từ các bản đồ địa hình mô tả độ cao trên lục địa và độ sâu của đại dương thế giới. Nhờ đường cong trắc cao mà ta có thể xác định được diện tích vỏ Trái Đất ở bất kỳ độ cao hoặc độ sâu nào (bảng 1-2).

Bảng 1-2. Quan hệ giữa diện tích với độ cao và độ sâu trên Trái Đất

(M.M. Ermôlaev, 1967)

Các bậc đẳng cao của độ cao (m)	Diện tích các bậc (triệu km ²)	Các bậc đẳng sâu của độ sâu (m)	Diện tích các bậc (triệu km ²)
8882-3000	8,4	0-200	27,1
3000-2000	11,2	200-1000	16,0
2000-1000	22,5	1000-2000	15,8
1000-500	28,7	2000-3000	30,8
500-200	39,7	3000-4000	75,8
200-0	37,6	4000-5000	114,7
		5000-6000	76,8
		6000-11022	5,0

Nhờ có đường cong trắc cao mà ta đã tìm ra được diện tích phần lục địa là 149 triệu km² và diện tích hải dương là 361 triệu km², độ cao trung bình của lục địa là 480m và độ sâu trung bình của đại dương thế giới là -3800m, cuối cùng là biên độ tuyệt đối của địa hình bề mặt Trái Đất là 19.904m (hình 1-3).



Hình 1-3. Đường cong trắc cao

1.2.3. Khái quát địa hình đáy đại dương

Địa hình đáy Đại Tây dương nổi bật nhất là dãy núi ngầm ở giữa kéo dài từ Island về phía nam đến vĩ độ 58° S và cũng có dạng hình chữ S. Độ sâu trên dãy núi ngầm biến thiên từ $3000 \div 3500$ m. Dãy núi này chia đại dương ra làm hai phần, nửa phía tây sâu hơn nửa phía đông. Diện tích dãy núi chiếm $1/3$ diện tích đại dương.

Ở gần xích đạo ngay gần dãy núi ngầm có vực Rômansơ sâu tới 7369m. Nửa phía tây đại dương có vùng lõm Bắc Mỹ với một loạt vực sâu trên 6000m. Về phía đảo Poóctôrícô (trong nhóm quần đảo Ăngty lớn) có vực sâu nhất của Đại Tây dương sâu 9218m. Về phía đông của quần đảo nam Xăng Guýtch cũng có vực sâu đạt tới 8252m.

Ở phía nam đại dương có vùng đáy lòng chảo rộng giữa châu Phi và châu Nam Cực rộng chừng 500.000km^2 , sâu $5000 \div 5500$ m. Vùng này một phần lan sang Ấn Độ dương.

Địa hình đáy Bắc Băng dương nổi bật nhất là dãy núi ngầm Lômôlôsôp kéo dài từ Nôvôxibir tới tây bắc đảo Greenland dài chừng 1800km, rộng $60 \div 200$ km chia đại dương ra làm hai vùng trũng có độ sâu trên 4000m. Đỉnh dãy núi ngầm này có chỗ cách mặt nước $850 \div 1000$ m. Vùng ven bờ phía Bắc Âu thêm lục địa rộng tới $600 \div 800$ km. Ven bờ Bắc Mỹ thêm lục địa thu hẹp lại còn 100 km và bị chia cắt bởi nhiều đảo.

Ấn Độ dương có dãy núi ngầm ở giữa chạy dài từ bắc xuống nam chia đại dương ra làm hai phần đông và tây. Phần phía đông sâu hơn phần phía tây. Nơi sâu nhất là vùng gần đảo Jawa 7450m.

Thái Bình dương là đại dương có nhiều hố sâu tập trung ở phía tây đại dương ven các cung đảo:

- Alêuchiên (7678m) ở phía nam chuỗi đảo Alêuchiên.
- Kurin (10377m) ở phía đông chuỗi đảo Kurin.
- Nhật Bản (10375m) ở phía đông đảo Hồngxiu.
- Marian (10.863m) ở phía đông nam chuỗi đảo Marian. Nơi sâu nhất của đại dương thế giới: 11022m.
 - Philippin (Mindanao) với độ sâu lớn nhất 10.497m ở phía đông quần đảo Philippin.
 - Bugelvin (9140m) ở giữa Tân Ghinê và quần đảo Xalômông.
 - Tonga (10.633m) ở phía đông quần đảo Tonga.
 - Kermadek (10.047m) ở phía đông quần đảo Kermadek.
 - Atakam (8.180m) ở gần bờ biển Sili và Peru.

Những dãy núi ngầm kéo dài từ quần đảo Hawai tới quần đảo Marian có đỉnh cách mặt nước từ $500 \div 900$ m. Phía nam đại dương có nhiều đảo. Ở vùng nhiệt đới phía tây là những đảo san hô. Nhiều đỉnh núi ngầm do núi lửa tạo nên mọc nhanh và bị phá huỷ cũng nhanh.

1.3. TRẦM TÍCH HẢI DƯƠNG

Trên bờ biển và đại dương ít khi tro đá gốc mà thường được bao phủ bởi một lớp vật chất lỏng chìm được gọi là đất đáy. Lớp đất đáy này ngày một dày thêm gọi chung là trầm tích đại dương.

1.3.1. Ý nghĩa của việc nghiên cứu trầm tích hải dương

Sự hiểu biết về trầm tích hải dương có ý nghĩa rất lớn đối với nhiều ngành kinh tế quốc dân như: hàng hải, xây dựng cầu cảng, kỹ nghệ đánh bắt hải sản, khai thác dầu mỏ... Từ những kết quả nghiên cứu trầm tích hải dương các nhà địa chất có thể phát hiện những vùng khoáng sản. Những nghiên cứu trầm tích hải dương còn cho phép ta nhận biết được những đặc tính lý hoá của khối nước trên nó. Thí dụ như ở những vùng trầm tích giàu cacbonat canxi (CaCO_3) mà nhiều sinh vật biển dùng để làm vỏ chung tỏ rõ là vùng nước ấm. Ngược lại, ở những vùng biển tích chứa nhiều ôxít silíc (SiO_2) thì đó là vùng biển lạnh. Cũng từ nghiên cứu trầm tích hải dương mà ta còn nhận biết được những đặc tính của chế độ thuỷ văn của khối nước trên nó. Thí dụ: nếu trầm tích có chứa nhiều phù sa, sỏi, đá thì chúng tỏ khối nước trên nó có sự chuyển động mạnh; ngược lại nếu trầm tích chứa nhiều bùn theo quy luật thường tích tụ ở những nơi có khối nước vận động yếu.

Để nghiên cứu chi tiết trầm tích hải dương người ta thành lập một ngành khoa học riêng gọi là Địa chất hải dương. Ngành khoa học này có quan hệ rất chặt chẽ với Hải dương học.

1.3.2. Nguồn gốc và sự hình thành trầm tích hải dương

Trầm tích hải dương sở dĩ phức tạp vì nó được thành tạo từ nhiều nguồn gốc khác nhau. Những vật chất này chủ yếu là từ lục địa ra, từ không khí tới và có thể được hình thành ngay trong bến tháp nước hải dương.

Các vật chất lỏng chìm do sông ngòi, băng hà... mang từ lục địa ra đóng vai trò quan trọng nhất trong sự hình thành các trầm tích hải dương. Người ta ước tính rằng, hàng năm khối lượng phù sa sông ngòi trên toàn thế giới mang ra biển và đại dương khoảng 13 tỷ tấn [4]. Ngoài ra nước sông ngòi còn chứa nhiều muối hoà tan khi ra đến biển gặp điều kiện thuận lợi sẽ kết tủa thành các chất lỏng chìm như CaCO_3 . Băng hà trên lục địa cũng có thể mang những tảng đất đá có kích thước lớn ra xa bờ. Ở các vùng ven bờ, động lực chủ yếu trong sự hình thành các trầm tích là sóng biển và thuỷ triều.

Vật chất lỏng chìm có nguồn gốc từ không khí tới là các loại bụi vũ trụ - hàng năm ước tính khoảng 5 triệu tấn; bụi hoả son và bụi từ lục địa do gió mang ra.

Các trầm tích có nguồn gốc hải văn là các xác sinh vật biển, vỏ rắn, xương các động vật biển sau khi chết lắng chìm xuống đáy. Loại trầm tích này có ý nghĩa rất lớn đối với những vùng khơi xa bờ, nhất là ở những vùng nước ấm.

Các phản ứng hóa học luôn xảy ra trong nước biển dương mà các chất kết tủa của các phản ứng đó là nguồn vật chất tham gia vào sự hình thành trầm tích biển dương.

Tốc độ bồi lắng của trầm tích biển dương phụ thuộc rất nhiều vào nguồn cung cấp. Tốc độ này giảm dần từ ven bờ ra ngoài khơi xa. Ở vùng ven bờ có nhiều núi đá tốc độ bồi lắng chậm hơn so với vùng cửa các sông lớn. Tốc độ bồi lắng của trầm tích ở vùng ven bờ có thể lớn gấp hàng chục lần so với ở ngoài khơi. Bằng những dụng cụ và phương pháp đo đặc hiện đại có độ chính xác cao ngày nay người ta đã xác định thấy tốc độ bồi lắng của đất sét đỏ là $0,5\text{cm}/1000\text{năm}$, đối với bùn thạch anh thì lớn hơn. Với lớp trầm tích dày 20m thì phải trải qua khoảng 2 triệu năm mới hình thành được.

1.3.3. Phân loại trầm tích biển dương

Đất đáy biển dương gồm các phần tử có hình dạng và kích thước rất khác nhau. Bên cạnh những hòn đá tảng có trọng lượng hàng ngàn tấn là những phần tử nhỏ li ti có kích thước bằng phần nghìn, phần vạn mét. Tuỳ theo kích thước mà có những tên gọi khác nhau như bảng (1-4).

Các phần tử trầm tích biển dương có thể có độ lớn bằng nhau nhưng hình dáng của chúng rất khác nhau - sắc cạnh, không sắc cạnh mà lại có tên gọi khác nhau. Thí dụ như những phần tử có kích thước từ 10 đến 1 mm mà tròn cạnh thì được gọi là đá cuội sói; nhưng nếu sắc cạnh lại gọi là đá dăm.

Trầm tích biển dương rất đa dạng và phức tạp, để tiện cho việc nghiên cứu người ta phải tiến hành phân loại. Cho đến nay ta thấy có một số cách phân loại:

- Phân loại theo nguồn gốc;
- Phân loại theo thành phần cơ học như kích thước của các phần tử;
- Phân loại theo đặc tính thuỷ động;
- Phân loại theo thành phần hoá học...

Trong lịch sử phân loại trầm tích biển dương, người ta thường kể đến cách phân loại của Merres và Renar (1891). Các tác giả này đã chia trầm tích biển dương ra làm các nhóm căn cứ vào sự phân bố của chúng theo độ sâu và nguồn gốc. Theo độ sâu, cách phân loại này chia trầm tích biển dương ra loại trầm tích nước nông và trầm tích nước sâu (bảng 1-3).

Trầm tích nước nông là những trầm tích ở độ sâu nhỏ hơn 200m, còn những trầm tích ở độ sâu lớn hơn 200m được gọi là trầm tích nước sâu. Theo nguồn gốc các tác giả đó lại chia trầm tích đại dương ra làm trầm tích pelagic và trầm tích terrigen. Trầm tích pelagic là loại trầm tích tại chỗ chủ yếu là do sinh vật biển tạo nên. Trầm tích terrigen là loại trầm tích có nguồn gốc lục địa thường thấy ở vùng nước nông ven bờ.

Với cách phân loại trên cho thấy chưa được rõ ràng và chính xác. Vì rằng, những nghiên cứu sau này cho thấy không có ranh giới dứt khoát giữa trầm tích nước sâu và

trầm tích nước nông; và cũng không thể tách ra được trầm tích pelagic và trầm tích terrigen. Tất cả các trầm tích pelagic đều chứa lẫn chất liệu của trầm tích terrigen và ngược lại.

Mặc dù cách phân loại của Merres và Rênar còn có những thiếu sót, nhưng tên gọi và những đặc tính của một số trầm tích hải dương mà họ đặt ra ngày nay vẫn còn sử dụng.

Đất sét đỏ là loại chất lỏng chìm có đất sét đỏ rất mịn, thường có màu nâu hay màu xám. Đất sét đỏ chủ yếu gồm những phân tử khoáng vật tải từ đất liền ra rất nhỏ và đã biến đổi rất nhiều. Loại đất này thường phân bố ở độ sâu lớn hơn 5000m, ở vùng nước lạnh đại dương giàu ôxy và khí cacbonic, không có hoặc chứa rất ít các vỏ cua ốc có chất vôi. Đất sét đỏ lỏng chìm rất chậm. Loại đất sét này có ở tất cả các đại dương, đặc biệt là Thái Bình Dương.

Bùn phóng xạ trùng về cấu tạo của nó rất gần với đất sét đỏ nước sâu. Sự khác biệt là nó có lẫn các vỏ cua ốc, của các sinh vật kiềm. Bùn phóng xạ trùng tích tụ nhiều hơn cả ở vùng xích đạo phía đông Thái Bình Dương.

Bùn khuê tảo chứa phần lớn những mai kiềm (bộ xương) của các loại rong khuê tảo cực nhỏ. Cũng không ít trường hợp chứa cacbônat canxi do sự tích tụ của những vỏ cua, ốc, của các sinh vật kiềm cacbônat. Ở trạng thái ẩm ướt, bùn khuê tảo thường có màu vàng xám, khi đã khô nó trở thành màu nâu xám. Loại bùn này thường thấy ở biển tan băng phía bắc châu Nam Cực, phía bắc Thái bình dương, các biển Bering, Ôkhrot, Nhật Bản.

Bảng 1-3. Phân loại các trầm tích hải dương của Merres và Rênar [8]

1. Trầm tích nước sâu (sâu đến 200m)	<ul style="list-style-type: none"> • Đất sét đỏ • Bùn phóng xạ trùng • Bùn khuê tảo • Bùn thái dương trùng • Bùn đục túc trùng • Bùn xanh • Bùn đỏ • Bùn xanh lá cây và cát • Bùn núi lửa và cát • Bùn san hô và cát <p>Cuội, sỏi, cát, bùn</p>	I. Trầm tích pelagic (ở nước sâu xa bờ)
2. Trầm tích nước nông (giữa đường đẳng sâu 200m và mép nước triều rút)		II. Trầm tích terrigen (ở các độ sâu lớn và nhỏ, gần bờ)
3. Trầm tích ven bờ (ở bờ biển giữa mép nước triều dâng và triều rút)	Đá, sỏi, cuội, cát, bùn	

Bùn thái dương trùng được đặc trưng bởi sự tăng lượng vỏ của ốc của các vi động vật - thái dương trùng. Loại này lập vỏ của mình bằng cacbônat canxi. Tỷ lệ hàm lượng cacbônat canxi biến thiên trong khoảng $30 \div 80\%$. Sự giàu vỏ thái dương trùng làm cho đất đáy có màu xám sáng. Bùn thái dương trùng thường thấy ở độ sâu $3000 \div 4000$ m và ở các vùng nhiệt đới cũng như cận nhiệt đới của các đại dương.

Bùn dực túc trùng là loại bùn thái dương trùng không đồng nhất có chứa tới 30% vỏ của ốc dực túc trùng. Người ta phát hiện thấy loại bùn này thường ở độ sâu 3000m ở gần một số đảo nhiệt đới thuộc Đại Tây dương.

Bùn xanh thấy ở tất cả các đại dương từ độ sâu $200m \div 5000m$ được cấu thành từ các phần tử có nguồn gốc terrigen.

Bùn đỏ được biết ở gần các cửa sông Amazôn và Ôrinôkô bờ biển Nam Mỹ, cửa sông Hoàng Hà và Dương Tử (Trung Quốc). Màu đỏ hoặc đỏ gạch của đất đáy có quan hệ với sự tích tụ của đất đáy cùng màu của các phân tử do sông tải ra.

Bùn xanh lá cây và cát gồm những phân tử terrigen có lân khoáng vật glaocônit thành tạo ở biển có độ sâu trên 200m. Sự giàu khoáng vật có màu xanh lá cây này quy định màu của đất đáy. Bùn xanh lá cây phổ biến ở tây và đông Bắc Mỹ, ở các bờ nam và đông châu Phi, bờ biển Bồ Đào Nha và Nhật Bản.

Bùn núi lửa và cát được biết giữa các trầm tích ở các độ sâu khác nhau thuộc những khu vực có núi lửa hoạt động. Những bùn này thường có màu xám sẫm hoặc màu nâu và có chứa các thuỷ tinh núi lửa, những mảnh đá xốp và những mảnh quặng núi lửa các loại.

Bùn san hô và cát thường thấy ở gần các đảo và các mỏm san hô, hình thành khi các công trình san hô bị sóng phá hoại và chứa một lượng đáng kể vỏ của ốc... Bùn san hô và cát chỉ phổ biến ở những biển ấm và vùng nhiệt đới của các đại dương như ở phía tây Thái Bình dương, phía bắc Ấn Độ dương.

Dựa vào cách phân loại của mình Merres và Rênar đã lập ra các bản phân bố trầm tích hải dương.

Bên cạnh cách phân loại trên của Merres và Rênar các nhà khoa học Liên Xô (cũ) phân loại trầm tích hải dương theo cách khác. Xuất phát từ quan điểm cho rằng dấu hiệu chung để phân biệt trầm tích nước nông và nước sâu là độ lớn của những phân tử trầm tích. Độ lớn của các trầm tích này là do mức độ lưu động của nước nơi nó hình thành, mà mức độ lưu động của nước lại phụ thuộc vào địa hình và chế độ khí tượng thuỷ văn. Theo M.V.Klêновa, trong tất cả những phân tử trầm tích hải dương thì những phân tử có kích thước nhỏ hơn $0,01mm$ có khả năng phản ánh chính xác mức độ lưu động của nước hải dương. Người ta gọi những phân tử đó là những hạt nhỏ. Những sự thay đổi dù nhỏ nhất của tốc độ chuyển động của nước luôn dẫn đến sự thay đổi của độ lớn các phân tử đất đáy và làm gia tăng tỷ lệ chứa các hạt nhỏ. Vì vậy khi phân loại trầm tích hải dương trước hết phải xét đến tỷ lệ các hạt nhỏ trong đó. Ngay các trầm tích hải dương gồm các

phân tử có kích thước lớn như đá tảng, đá hòn, sỏi cũng cần phân loại dựa theo những hạt chiếm nhiều nhất trong các phân tử đó như bảng sau:

**Bảng 1-4. Phân loại trầm tích biển dương
theo các tỷ lệ hạt nhỏ và độ lớn của phân tử**

Kiểu trầm tích biển dương	Kích thước phân tử chiếm đa số (mm)	Tỷ lệ chứa các hạt nhỏ $d \leq 0,01\text{mm} (\%)$
Đá tảng rất lớn	>1000	-
Đá tảng	1000 - 100	-
Đá hòn, đá cục	100 - 10	-
Đá sỏi	10 - 1	-
Cát	1,0- 0,1	< 5
Cát bùn	-	5 - 10
Bùn cát	-	10 - 30
Bùn đất sét	-	30 - 50
Sét	-	> 50

Phương pháp phân loại trầm tích biển dương như vậy được gọi là phương pháp động lực học. Khi vẽ những bản đồ trầm tích biển dương ở Liên Xô trước đây người ta thường dùng phương pháp này. Cách phân loại này còn có nhược điểm là nhiều khi gọi không đúng tên trầm tích với thành phần của nó.

1.3.4. Sự di chuyển của các phân tử trầm tích biển dương

Các phân tử trầm tích biển dương dưới tác dụng của sóng và hải lưu có thể di chuyển ở đáy. Ở những độ sâu lớn, những di chuyển như vậy biểu hiện yếu hoặc hầu như không xảy ra. Nhưng ở những vùng nước nông thì khác, nhất là ở vùng ven bờ. Các phân tử trầm tích có thể di chuyển một lượng lớn di xa bờ.

Sự chuyển động của các phân tử trầm tích biển dương diễn ra không đồng đều, tuỳ thuộc vào kích thước, hình dạng của hạt cũng như mức độ lưu động của khối nước, độ dốc và ma sát đáy. Những phân tử nhỏ vụn nhất thường ở trạng thái lơ lửng (gọi là phù sa lơ lửng), còn những phân tử lớn hơn thì di chuyển bằng cách lăn hay trượt theo đáy (phù sa lăn trượt hay phù sa di đáy). Ngoài ra còn một loại phù sa vừa lăn trượt và vừa lơ lửng (phù sa nhảy cóc), loại phù sa này nhiều khi được xếp vào loại phù sa di đáy.

Tốc độ chuyển động của phù sa tuỳ thuộc vào vận tốc dòng chảy, nhất là vận tốc dòng chảy sát đáy. Sự di chuyển của phù sa biển (dòng phù sa) phụ thuộc vào hướng của dòng chảy sinh ra do sóng, hải lưu và dòng triều... Chúng được quy định bởi điều kiện địa hình đáy ở đây.

Chương 2

NHỮNG ĐẶC TÍNH CỦA NƯỚC HẢI DƯƠNG

2.1. NHỮNG TÍNH CHẤT VẬT LÝ CHÍNH CỦA NƯỚC HẢI DƯƠNG

2.1.1. Tính chất nhiệt của nước biển

Những tính chất nhiệt của nước biển bao gồm: nhiệt dung, nhiệt nóng chảy và kết tinh, nhiệt hoá hơi và ngưng tụ.

a) Nhiệt dung của nước biển (tỷ nhiệt)

Là lượng nhiệt cần thiết để nâng 1 gam nước biển lên 1°C .

Đơn vị nhiệt dung lấy là 1 calo, 1 calo là lượng nhiệt cần thiết để nâng 1 gam nước cất từ $14,5^{\circ}\text{C}$ lên $15,5^{\circ}\text{C}$.

Nếu nước biển có độ muối $S = 35\%$ thì nhiệt dung là 0,932 calo/gam.deg, trong khi đó nhiệt dung của không khí là 0,237 calo/gam.deg.

b) Nhiệt nóng chảy và nhiệt kết tinh

Lượng nhiệt hấp thụ khi 1 gam vật chất nóng chảy hoàn toàn trong điều kiện nhiệt độ không thay đổi gọi là nhiệt nóng chảy.

Nhiệt kết tinh của vật chất là lượng nhiệt toả ra khi nó chuyển từ trạng thái lỏng sang trạng thái rắn, về trị số đúng bằng nhiệt nóng chảy.

Nhiệt nóng chảy và nhiệt kết tinh của nước cất ở nhiệt độ 0°C là 79,67 calo. Còn nhiệt nóng chảy của nước biển phụ thuộc vào độ muối của băng và thường ở điều kiện dưới 0°C ($0^{\circ} \div -5^{\circ}\text{C}$).

c) Nhiệt hoá hơi và nhiệt ngưng tụ

Nhiệt hoá hơi là lượng nhiệt cần thiết thu vào để một gam chất lỏng bay hơi hoàn toàn trong điều kiện nhiệt độ không đổi.

Nhiệt ngưng tụ của chất lỏng là lượng nhiệt toả ra khi nó chuyển từ trạng thái hơi sang trạng thái lỏng, về trị số đúng bằng nhiệt hoá hơi.

Nhiệt hoá hơi của nước cất ở $t = 0^{\circ}\text{C}$ là 597 calo, theo sự tăng của nhiệt độ nước nó giảm dần xuống khi $t = 100^{\circ}\text{C}$ thì nó là 539 calo.

Nhiệt hoá hơi của nước lớn hơn nhiệt hoá hơi của bất kỳ vật chất nào khác.

Người ta tính rằng dưới tác dụng của bức xạ mặt trời hàng năm trên đại dương thế giới bay hơi một lượng nước dày khoảng 1,1m.

Nhiệt độ sôi của nước biển dương khác với nhiệt độ sôi của nước cất. Theo sự tăng độ muối nhiệt độ sôi cũng tăng. Thí dụ khi $S = 0\%$, $t_{sôi}^0 = 100^{\circ}\text{C}$. Khi $S = 40\%$, $t_{sôi}^0 = 100,64^{\circ}\text{C}$; ($S_{tb} = 35\%$, $t_{sôi}^0 = 100,56^{\circ}\text{C}$).

Áp lực cũng ảnh hưởng rất lớn đến nhiệt độ của nước. Thí dụ nếu lấy một thể tích nước xác định từ trên bề mặt nước đem xuống sâu, do tính nén được của nước thì thể tích nước đó giảm đi còn nhiệt độ của nó tăng lên. Sự gia tăng nhiệt độ đó không phải là do nguồn nhiệt bên ngoài cung cấp mà chính là do nội năng của khối nước. Sự biến thiên nhiệt độ như vậy được gọi là sự biến thiên đoạn nhiệt (adiabatic).

Nhiệt độ đoạn nhiệt của nước biển dương có độ muối $S = 34,85\%$ ở độ sâu 3000m có nhiệt độ $2,40^{\circ}\text{C}$ nếu đem mẫu nước đó lên mặt nước nhiệt độ của nó sẽ giảm tới $2,25^{\circ}\text{C}$, còn với mẫu nước như vậy (độ muối $S = 34,85\%$ và nhiệt độ $2,40^{\circ}\text{C}$) mà ở độ sâu 10000m đem lên mặt nước thì nhiệt độ giảm xuống còn $1,13^{\circ}\text{C}$.

2.1.2. Tính chất quang học của nước biển dương

a) Sự phản xạ và khúc xạ ánh sáng của nước biển dương

Nước biển dương được chiếu sáng bởi các tia trực xạ và tán xạ của ánh sáng mặt trời. Những tia mặt trời khi chiếu xuống mặt biển và đại dương một phần phản lại khí quyển một phần bị khúc xạ vào nước và bị nước hấp thụ.

Khả năng phản xạ của nước biển dương được biểu thị bằng trị số Anbedô. Anbedô là tỷ số giữa tổng năng lượng phản xạ của mặt nước với tổng năng lượng tới mặt nước và được mô tả bằng biểu thức sau:

$$\text{Anbedô} = \frac{\text{Tổng năng lượng phản xạ}}{\text{Tổng năng lượng tới.}}$$

Do đó năng lượng mặt trời bị mặt nước phản xạ càng lớn thì trị số Anbedô càng lớn.

Nước biển dương là một môi trường nửa trong suốt nên ánh sáng không thể xuống các độ sâu quá lớn. Phần ánh sáng khúc xạ vào nước bị nước hấp thụ. Sự hấp thụ tia sáng mặt trời của nước biển dương tỷ lệ với độ dài của các bước sóng. Bước sóng của tia đơn sắc màu đỏ dài, có năng lượng nhỏ nên bị tiêu tan ngay trong tầng nước mỏng trên cùng. Bước sóng của tia tím rất khó xuyên qua chướng ngại, khi gặp chướng ngại nó tán xạ ra 4 phía, nhưng năng lượng của nó rất lớn nên nó đến độ sâu khá lớn.

Ánh sáng mặt trời cấu tạo gồm 7 màu khác nhau có thể nhìn thấy được (ứng với các bước sóng khác nhau), do đó nước hấp thụ các màu ở những độ sâu khác nhau: màu đỏ,

da cam bị hấp thụ ở độ sâu từ 0 đến 100m; vàng, lục ở độ sâu đến 300m; các màu lam, chàm, và tím thì đến độ sâu $500 \div 600$ m.

Tóm lại, trong quá trình ánh sáng xuyên qua nước biển dương bị hấp thụ năng lượng dần dần, mỗi loại sóng bị tiêu tan ở những độ sâu khác nhau. Loại có bước sóng dài bị nước biển dương hấp thụ năng lượng trước và tiêu tan trước, loại có bước sóng ngắn bị hấp thụ và tiêu tan sau. Rõ ràng, nước biển hấp thụ ánh sáng chọn lọc.

b) Độ trong suốt và độ chiếu sáng dưới sâu của nước biển dương

Độ trong suốt của nước là độ sâu (tính từ mặt nước) thả đĩa đặc biệt màu trắng có đường kính $d = 30$ cm cho tới khi ta không nhìn thấy đĩa được nữa. Độ trong suốt lớn nhất của nước biển dương đo đạc được ở vùng biển Xacgax (thuộc phía bắc Đại tây dương) là 66,5m, còn ở Thái Bình dương là 59m, Ấn Độ dương là $40 \div 50$ m. Độ trong suốt của nước biển dương có xu hướng giảm dần từ xích đạo lên vùng cực: biển Địa Trung Hải là 60m, biển Đen là 25m, biển Bantich là 13m, và biển Trắng (thuộc Bắc Băng dương) là 8m.

Độ trong suốt còn phụ thuộc vào khoảng cách đến bờ; càng gần bờ càng giảm: ở cửa sông Hoàng Hà (Trung Quốc) độ trong suốt chỉ còn $1 \div 2$ m.

Độ trong suốt phụ thuộc vào điều kiện tự nhiên từng vùng. Ở những vùng gió mùa do sự bốc hơi mạnh độ muối cao sự vận động của nước không mạnh lắm nên độ trong suốt rất lớn.

Độ chiếu sáng dưới sâu là độ sâu mà ánh sáng tắt hẳn (được xác định bằng kính ảnh, nghĩa là khi đó phim ảnh không có dấu vết).

Theo kết quả khảo sát của nhà hải dương học Bíp khi dùng quả cầu lặn xuống độ sâu 923m ở vùng quần đảo Bécmút (thuộc Đại Tây dương) cho thấy diễn biến như sau: nước có màu xanh cho đến độ sâu 300m; quá 300m một chút thì có màu xám đen; và trên 600m thì hoàn toàn tối.

c) Màu của nước biển dương

Như trên đã trình bày, nước biển dương là môi chất có khả năng hấp thụ những tia màu đỏ và vàng của phổ ánh sáng mặt trời ở lớp trên cùng và cho qua ánh sáng màu lam. Do hiện tượng lọc tia màu của sự hấp thụ và khuếch tán ánh sáng trong nước, nên màu của nước biển được xác định bằng số lượng và kích thước của các phân tử lơ lửng.

Do đặc tính trên nên giữa màu và độ trong suốt của nước biển dương có quan hệ mật thiết với nhau. Chúng đều phụ thuộc vào số lượng và kích thước của các phân tử lơ lửng có trong nước. Vì vậy nước biển dương có các đủ màu sắc từ xanh sẫm đến màu xanh nâu. Càng gần bờ nó càng chuyển màu từ xanh lam sang màu xanh lá cây rồi thiên về màu vàng thậm chí có cả màu nâu.

Bảng 2-1. Mối quan hệ giữa độ trong suốt và màu của nước biển

Thang độ màu của nước	Tên gọi màu nước	Độ trong suốt (m)
I	Xanh sẫm	>30
II	Xanh	30 - 26
III	Xanh da trời sẫm	25 - 21
IV	Xanh da trời	20 - 17
V-VI	Xanh da trời pha lá cây	16 - 12
VII-VIII	Xanh lá cây pha da trời	11 - 10
IX-X	Xanh lá cây	9 - 8
XI-XII	Xanh lá cây ngả vàng	7 - 6
XIII-XIV	Vàng pha xanh lá cây	5,5 - 5
XV-XVI	Vàng xỉn	4,5 - 4
XVII-XVIII	Vàng pha nâu	3,5 - 3
XIX-XX	Nâu pha vàng	2,5 - 2
XXI	Nâu	< 2

d) *Sáng biển (lân quang biển)*

Sáng biển là hiện tượng mặt nước biển phát sáng do các sinh vật biển (planton) gây nên. Hiện tượng này có thể nhìn thấy bằng mắt vào ban đêm nên người đi biển còn gọi là lân quang biển. Sáng biển có thấy ở nhiều lớp nước khác nhau. Sáng biển có thể gây ra bởi ánh sáng của nhiều sinh vật planton khác nhau. Một số phát sáng liên tục, số khác phát sáng khi bị kích thích còn có lại phát sáng tuỳ ý.

Hiện tượng sáng biển có ý nghĩa đối với nhiều ngành kinh tế và nghiên cứu hải dương. Thí dụ như sáng biển là dấu hiệu đối với các ngư dân về sự xuất hiện các đàn cá, có thể báo trước cho người đi biển những mỏm ngầm nguy hiểm, hoặc các vật trôi nổi...

2.1.3. Những tính chất âm học của nước biển

a) *Tốc độ truyền âm*

Âm truyền trong nước nhanh gấp 3 ÷ 4 lần trong không khí. Tốc độ truyền âm trong nước được xác định bằng công thức Newton-Laplace:

$$v = \sqrt{\frac{p \cdot \gamma}{\sigma}} \quad (2-1)$$

Trong đó: p - áp suất; σ - mật độ; γ - tỷ số giữa nhiệt dung đẳng áp với nhiệt dung đẳng tích ($\gamma = C_p/C_v$).

Nếu $\sigma = 1/\alpha$; và $p = 1/k$ thì:

$$v = \sqrt{\frac{\alpha \cdot \gamma}{k}} \quad (2-2)$$

Trong đó: α - thể tích riêng; k - hệ số nén thực.

Như vậy, tốc độ truyền âm phụ thuộc vào mật độ của nước biển dương (hoặc đại lượng nghịch đảo của nó). Mặt khác, mật độ lại phụ thuộc vào nhiệt độ và độ muối của nước biển dương, cho nên khi tính toán tốc độ âm trong nước cần phải tính mật độ trung bình của nó từ mặt nước tới đáy.

Tốc độ truyền âm trung bình phụ thuộc vào nhiệt độ, độ muối và áp suất thuỷ tĩnh:

- Khi tăng nhiệt độ lên 1°C thì tốc độ truyền âm tăng lên 3-4m/s.
- Khi tăng độ muối lên 1‰ thì tốc độ truyền âm tăng lên 1,2m/s.
- Khi tăng áp suất lên 1 atmophe thì tốc độ truyền âm tăng lên 0,18m/s.

Rõ ràng tốc độ truyền âm trong nước tăng khi nhiệt độ, độ muối và độ sâu tăng, mà nhiệt độ và độ muối của nước biển luôn biến đổi theo không gian cho nên tốc độ truyền âm trong nước biển cũng biến đổi theo. Theo kết quả nghiên cứu ở vùng biển lạnh Grinland tốc độ truyền âm đo được là 1411m/s; trong khi đó ở vùng biển nóng Hồng Hải là 1618m/s.

Tốc độ truyền âm có thể tính theo công thức sau:

$$v = 1449,2 + 4,6T + 0,055T^2 + 0,00029T^3 + (1,34 - 0,01T)(S - 35) + 0,016Z \quad (2.2')$$

Trong đó: v- tốc độ đo (m/s); T- nhiệt độ nước ($^{\circ}\text{C}$); S- độ muối (‰); Z- độ sâu (m).

Trong thực tế người ta ứng dụng quy luật truyền âm vào việc chế tạo ra những dụng cụ đo sâu, xác định khoảng cách các vật thể trong nước... cho nên đã được dùng phổ biến trong công nghệ giao thông, thuỷ sản, quốc phòng...

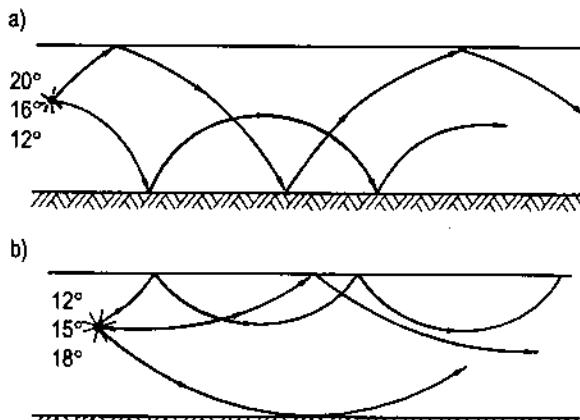
b) Quỹ đạo của tia âm

Những hiểu biết về sự phân bố mật độ của nước biển dương có ý nghĩa rất lớn đến việc tính toán tốc độ truyền âm và cả quỹ đạo tia âm. Tia âm truyền trong nước cũng tuân theo những quy luật chung về phản xạ và khúc xạ. Do đó khi đi qua những lớp nước có mật độ âm khác nhau thì tia âm bị khúc xạ làm cho quỹ đạo của nó bị uốn khúc.

Do mật độ âm tăng khi nhiệt độ giảm, nên về mùa hè khi nhiệt độ các lớp nước bên trên cao hơn nhiệt độ ở các lớp dưới tia âm uốn khúc làm cho phân lồi quay về phía mặt nước. Trong trường hợp này, tia âm hướng xuống đáy rồi lại từ đáy biển trở về mặt nước. Về mùa đông ở những vĩ độ cao và trung bình nhiệt độ của các lớp nước phía trên thấp hơn nhiệt độ ở các lớp dưới nên quỹ đạo của các tia âm hướng phản lồi của nó về phía dưới và có thể có tia không xuống được đến đáy.

Kết quả là cùng một quãng đường trên biển mà tia truyền âm đi không như nhau ở các mùa (hình 2.1).

Do có sự chênh lệch giữa mật độ âm của nước và không khí khác nhau rất lớn nên những âm truyền từ không khí vào nước và ngược lại đều truyền rất kém. Ngay cả trường hợp tia âm truyền thẳng góc với mặt nước cũng chỉ có 0,1% năng lượng của nó đi vào trong nước được thôi.



Hình 2-1. Quỹ đạo tia âm trong nước biển về mùa hạ (a) và mùa đông (b)

Sự hấp thụ âm trong nước hầu như không đáng kể; vì vậy cùng một cường độ âm thì khoảng cách truyền âm trong nước xa hơn so với trong môi trường không khí.

2.1.4. Những tính chất điện và phóng xạ của nước biển

a) Tính dẫn điện

Nước biển là một loại dung dịch hầu như ion hoá hoàn toàn nên dẫn điện tốt. Tính dẫn điện của nó phụ thuộc vào độ muối (S) và nhiệt độ ($t^{\circ}\text{C}$); nó tăng khi nhiệt độ và độ muối tăng (bảng 2-2).

Bảng 2-2. Độ dẫn điện của nước biển ($\text{1/ohm.cm} \times 10^4$)

$t^{\circ}\text{C}$	S %				
	10	20	30	35	40
0	92	176	254	293	331
10	122	231	332	382	430
20	154	292	420	482	543
30	187	354	510	585	660

Dựa vào tính chất này người ta đã ứng dụng để chế tạo những dụng cụ xác định độ muối của nước biển với độ chính xác khá cao và cho phép tự động hóa được quá trình đo đặc độ muối.

b) Tính phóng xạ

Nước biển chứa rất ít dấu vết của chất phóng xạ. Vấn đề là những nguyên tố nào đã tạo nên tính phóng xạ của nước biển cho đến nay vẫn chưa được sáng tỏ. Song những chất phóng xạ thuộc cấu tạo vật chất của nước biển là: kali (K), thorium(Th), rubidium (Rb)...

Độ phóng xạ của nước biển dương được biểu thị bằng gam radium trong một lít nước. Lượng radium chứa trong nước biển dương quá ít và đo bằng phân triệu gam trong một lít (10^{-12} g/l). Thí dụ như lượng radium chứa trong nước ở Địa Trung Hải và vùng biển lưu Gulfstream của Đại Tây dương là 14×10^{-12} g/l.

Nước biển dương càng lạnh thì tính phóng xạ càng mạnh ở vùng ven bờ tính phóng xạ mạnh hơn ở ngoài khơi.

Trong trầm tích biển dương thì lượng radium chứa nhiều hơn so với trong nước. Lượng radium trong trầm tích càng tăng theo độ sâu và đạt giá trị cực đại ở vùng tích tụ đất sét đỏ, đặc biệt ở nơi thấy có hạt nhân tích tụ sắt - mangan.

Radium là nguyên tố hoá học có tính chất rất đặc biệt như có khả năng phân tích nước, ôxy thành ôzôn, phá hoại các mô động vật, giết các vi khuẩn, tỏa năng lượng rất lớn. Thí dụ như trong một 1gam Ra tỏa ra được 130×10^6 calo. Điều đó có thể cất nghĩa tại sao ở những hố sâu đại dương có nhiệt độ cao.

2.2. NHIỆT ĐỘ CỦA NUỐC HẢI DƯƠNG

2.2.1. Những nguyên nhân chính gây nên sự biến đổi nhiệt độ của nước biển dương

Nhiệt độ của nước biển dương ở vùng này khác vùng kia chủ yếu là do kết quả biến thiên của các quá trình sau:

- Trao đổi nhiệt giữa khí quyển với nước biển dương;
- Trao đổi nhiệt giữa lớp nước với nhau;
- Trao đổi nhiệt giữa nước ở các vùng với nhau.

Nhiệt độ khí quyển xâm nhập vào nước biển dương bị hấp thụ bởi lớp nước mỏng trên bề mặt, rất khó xâm nhập sâu xuống đáy. Ở độ sâu 1cm dưới mặt nước thì hiệu ứng nhiệt của năng lượng mặt trời giảm đi khoảng 100 lần, và nếu ở độ sâu 1m thì giảm đi 8350 lần. Nếu như không có hiện tượng xáo trộn do sóng gió và các loại dòng chảy thì các lớp nước dưới sâu khó có thể nhận thêm được nhiệt.

Do kết quả tác động của sóng, nhiệt thâm nhập xuống độ sâu không thể vượt quá độ dài bước sóng. Nói chung thường không quá $100 \div 200$ m. Các dòng biển có ý nghĩa rất lớn đến quá trình truyền nhiệt xuống sâu.

Sự truyền nhiệt trong những lớp nước biển dương trước hết bằng con đường xáo trộn do sóng, gió, dòng chảy, dòng triều ngoài ra còn do hiện tượng đối lưu... Mùa hè nhiệt độ của nước giảm từ trên mặt xuống đáy, mùa đông thì ngược lại.

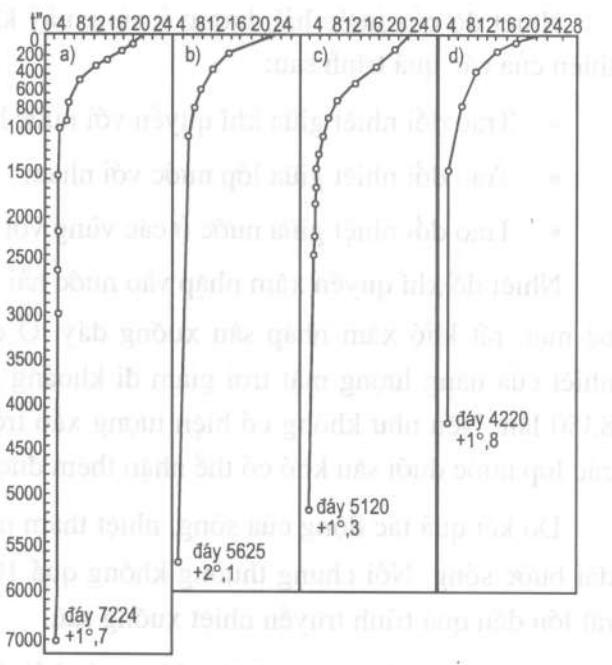
Nhiệt độ trung bình của nước trên bề mặt đại dương thế giới là $17,4^{\circ}\text{C}$ trong khi đó nhiệt độ trung bình của không khí là $14,3^{\circ}\text{C}$.

2.2.2. Sự phân bố nhiệt độ nước trên mặt đại dương thế giới

Từ tài liệu quan trắc được về nhiệt độ của nước trên đại dương thế giới cho thấy các đường đẳng trị nhiệt độ nước trên mặt nhìn chung gần như song song với các vĩ độ. Càng gần xích đạo nhiệt độ càng tăng. Phải chăng nguyên nhân chính quy định đến sự phân bố nhiệt theo phương ngang của nước biển dương là bức xạ mặt trời. Do hình dạng của Trái Đất có dạng hình cầu nên ở vùng xích đạo các tia mặt trời chiếu thẳng góc càng về phía cực thì góc chiếu càng bị xiên; về mùa đông ở các vùng cực đối ánh sáng mặt trời chiếu trực tiếp hầu như không có...vì vậy nhiệt độ không khí ở vùng xích đạo nóng hơn ở vùng cực.

Nhiệt độ trung bình của nước biển dương ở bắc bán cầu cao hơn so với nam bán cầu. Điều này có thể giải thích là do ảnh hưởng của lục địa. Năng lượng mặt trời được hải dương và lục địa hấp thụ khác nhau phụ thuộc vào nhiệt dung và độ dẫn nhiệt của chúng. Nước biển dương khác với các lớp đất trên đất liền là có nhiệt dung lớn hơn. Ở nhiệt độ 15°C và độ muối 35‰ thì nhiệt dung của nước biển dương là $0,926\text{calo/g.độ}$; trong khi đó đối với các đất màu nhiệt dung trung bình $0,5 \div 0,96\text{calo/g.độ}$; của không khí $0,238\text{calo/g.độ}$.

Vào các mùa nóng trong năm, trên lục địa do nhiệt dung và độ dẫn nhiệt của đất đá kém nên bức xạ năng lượng mặt trời xuống mặt đất không hấp thụ và tích giữ lại lâu mà lại truyền vào không khí làm cho nhiệt độ của không khí nóng lên; trong khi đó trên đại dương thế giới nhiệt năng của mặt trời mà mặt nước đã hấp thụ được truyền xuống các tầng nước sâu hơn chủ yếu là do kết quả của các quá trình xáo trộn. Ngược lại, vào mùa lạnh, lượng nhiệt này dần dần được truyền ngược lại qua mặt thoáng vào khí quyển. Chu trình này được lặp đi lặp lại qua các năm. Như vậy, trong mùa hè, không khí trên các lục địa được sưởi nóng nhiều hơn so với ở trên đại dương thế giới và về mùa đông thì ngược lại.



a) $35^{\circ}18'$ vđ $B.144^{\circ}08'$ kđ Đ, 28-VII-1875, TBD
 b) $0^{\circ}09'$ vđ $B.8^{\circ}30'$ kđ Đ.ĐTD
 c) $25^{\circ}05'$ vđ $B.172^{\circ}56'$ kđ Đ, 17-VII-1874, TBD
 d) $8^{\circ}45'$ vđ $B.64^{\circ}52'$ kđ Đ, 23-VI-1906 AĐD

Hình 2-2. Sự phân bố nhiệt độ nước biển dương theo chiều sâu.

Tác dụng tương hỗ giữa hai khối không khí trên địa cầu như vậy là nguyên nhân sinh ra hiện tượng gió mùa. Về mùa hạ gió thổi từ biển vào đất liền mang theo hơi nước gây mưa trên lục địa; về mùa đông thì ngược lại, gió từ đất liền ra biển mang theo thời tiết khô, trong sáng.

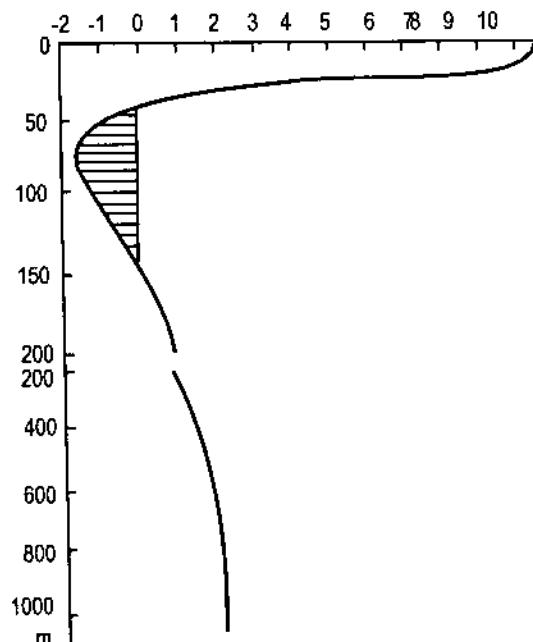
Các dòng hải lưu chi phối rất lớn đến sự phân bố nhiệt độ của nước trên đại dương thế giới. Những dòng hải lưu xích đạo chảy từ đông sang tây khi gặp các bờ biển phía tây của các đại lục Á, Phi, Mỹ, Úc... phải đổi hướng về hai cực bắc và nam, đưa những dòng nước ấm đến những vĩ độ cao nên các đường đẳng nhiệt độ bị lệch so với vĩ độ.

Như trên đã nêu, mặt nước biển dương dưới tác động của bức xạ mặt trời làm cho nhiệt độ lớp nước trên mặt tăng lên, do tính dẫn nhiệt của nước kém nên nhiệt độ tăng cao của lớp nước phía trên khó truyền xuống toàn bộ các lớp nước ở tầng dưới. Nhưng do sự chuyển động không ngừng của các phần tử nước mà một phần nào nhiệt năng được đưa xuống lớp nước phía dưới, tạo nên sự phân bố nhiệt độ giảm dần từ trên xuống dưới.

Ở lớp nước trên cùng, nhiệt độ giảm rất nhanh sau đó chậm lại đến một độ sâu nào đó trở xuống thì nhiệt độ hâu như không đổi (hình 2-2).

Ở những vùng khơi đại dương (trừ vùng cực), nhiệt độ nước giảm rất nhanh từ trên mặt xuống đến độ sâu $300 \div 500$ m sau đó giảm chậm lại tới độ sâu $1200m \div 1500m$ thì hầu như không giảm nữa. Ở độ sâu $3000 \div 5000m$ nhiệt độ nước hâu như giữ ở $+2$ đến 0°C .

Ở những vùng cực đối và vĩ độ vừa sự biến thiên nhiệt độ theo độ sâu có thể như sau: từ mặt nước nhiệt độ giảm dần đến một độ sâu nào đó sau lại tăng đến một trị số xác định rồi đứng yên, hoặc lại giảm từ từ đến một nhiệt độ cố định. Lớp nước lạnh tầng giữa này gọi là lớp nước lạnh trung gian (termocline) (hình 2-3). Nhiệt độ cực tiểu của lớp nước lạnh này tùy thuộc vào nhiệt độ tối thiểu của lớp nước trên mặt ở mùa đông. Nhiều nhà khoa học thừa nhận giới hạn trên của lớp nước lạnh này ở những vùng có nước đóng băng là đường đẳng nhiệt độ 0°C . Lớp nước lạnh trung gian trên là kết quả của quá



Hình 2-3. Sự biến thiên nhiệt độ của nước theo độ sâu ở biển Ô khốt.

trình làm lạnh nước trong mùa đông và đốt nóng trong mùa hè kế tiếp không cân bằng nhau. Nếu như sự làm lạnh của mùa đông trước không gay gắt thì kết quả đốt nóng của mùa hè kế tiếp cùng với sự xáo trộn của nước làm cho lớp nước lạnh trung gian có thể bị tiêu tán hoàn toàn. Ngược lại, thì nó có thể tồn tại đến mùa đông năm sau.

2.2.3. Quá trình biến thiên nhiệt độ của nước biển dương

Những yếu tố căn nguyên quy định nhiệt độ của nước biển dương: bức xạ mặt trời, sự quay của trái đất, khí quyển... chúng biến đổi theo thời gian theo những chu kỳ xác định trong đó nổi lên rõ nhất là chu kỳ ngày đêm (biến trình ngày), mùa, nhiều năm...

a) Quá trình biến thiên theo chu kỳ ngày đêm

Đường biểu diễn sự biến thiên nhiệt độ nước biển dương hàng ngày thường có dạng hình sin; với đỉnh (T^0_{max}) xuất hiện vào $14^{\text{h}}30\div15^{\text{h}}$ chiều, còn chân (T^0_{min}) xuất hiện vào $2^{\text{h}}30\div3^{\text{h}}$ sáng.

Biên độ dao động nhiệt độ nước biển dương phụ thuộc vào vĩ độ quan trắc, mùa trong năm, và những yếu tố khí tượng khác... Nhìn chung biên độ dao động thường không quá 1°C và giảm dần theo độ sâu. Càng xuống sâu càng lệch pha: t^0_{max} ở độ sâu $>25\div30\text{m}$ chậm hơn so với trên mặt khoảng $5\div6^{\text{h}}$.

b) Quá trình biến thiên hàng năm của nhiệt độ nước biển dương

Nhiệt độ của nước biển dương phụ thuộc rất chặt chẽ vào sự biến thiên cường độ bức xạ mặt trời, vào đặc tính của gió thịnh hành và hải lưu.

Trong một năm, nhiệt độ lớn nhất (T^0_{max}) ở bắc bán cầu xuất hiện vào tháng 8 còn ở nam bán cầu vào tháng 2; nhiệt độ nhỏ nhất (T^0_{min}) thì ngược lại.

Biên độ nhiệt độ hàng năm của nước biển dương ở vùng khơi lớn hơn so với biên độ nhiệt độ hàng ngày một cách đáng kể. Biên độ nhiệt độ hàng năm lớn nhất $8\div10^{\circ}\text{C}$ thường thấy ở vĩ độ 40°N và 30°S nguyên nhân là do khối khí áp cao chi phối. Còn biên độ nhỏ nhất của nhiệt độ nước biển dương lại ở vùng xích đạo vào khoảng $1\div2^{\circ}\text{C}$.

Biên độ dao động hàng năm của nhiệt độ nước biển dương giảm dần theo độ sâu cho đến $400\div500\text{m}$ và tăng dần theo khoảng cách đến bờ các châu lục.

2.2.4. Cân bằng nhiệt và cân bằng nước biển dương

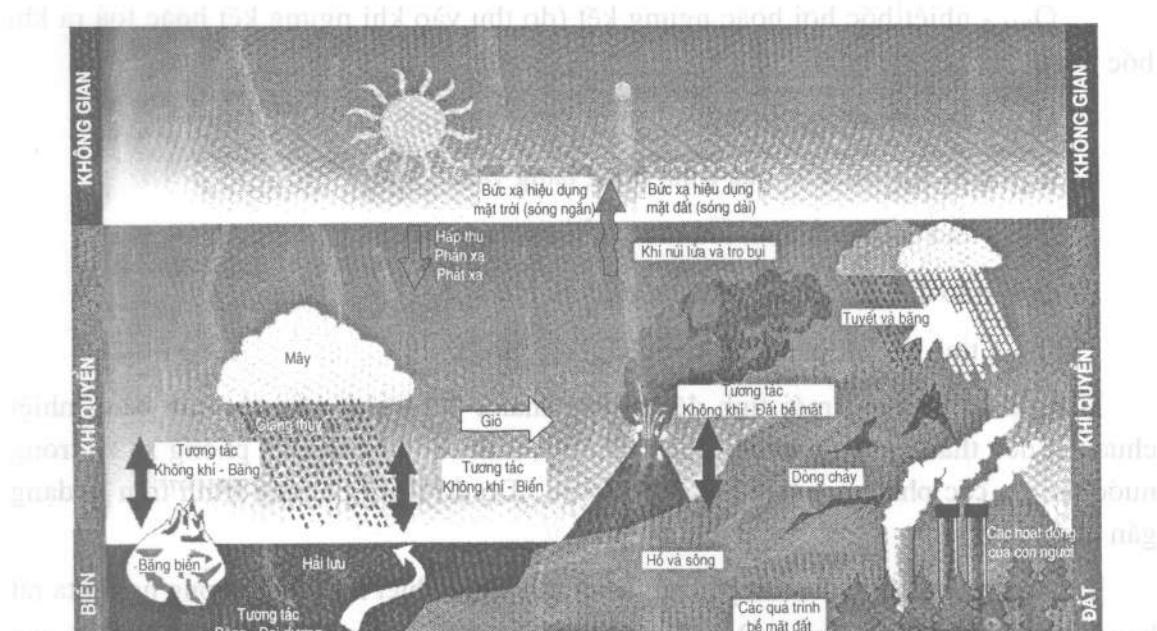
Trên bề mặt đại dương luôn xảy ra các quá trình truyền dẫn nhiệt phức tạp giữa quá trình cung cấp nhiệt và quá trình tiêu hao năng lượng.

Nguồn nhiệt cung cấp chủ yếu cho nước biển dương là bức xạ mặt trời. Nhiệt năng từ mặt trời tới dưới dạng sóng bức xạ. Bức xạ mặt trời gồm các tia trực xạ và bức xạ khuếch

tán của khí quyển. Một phần của tổng bức xạ của mặt trời không được nước biển hấp thụ mà phản xạ lại khí quyển.

Tổng đại số lượng nhiệt hấp thụ và tỏa ra của nước biển do kết quả của các quá trình nhiệt gọi là cân bằng nhiệt của nước biển. Những số hạng của sự thu, phát nhiệt được gọi là những thành phần (hay yếu tố) của mối quan hệ cân bằng nhiệt. Những số hạng thành phần của mối quan hệ cân bằng nhiệt thường được biểu thị bằng calo trên một centimet vuông trong một ngày đêm ($\text{calo}/\text{cm}^2.\text{ngày đêm}$).

Việc tính toán cân bằng nhiệt nước biển có thể tiến hành với bất kỳ thời khoảng nào: ngày, tháng, năm. Tính toán cân bằng nhiệt có thể cho toàn vùng biển, đại dương, hoặc cho một khu vực riêng của nó. Đó là một công việc rất quan trọng đồng thời cũng là một công việc cực kỳ khó khăn do các thiết bị đo đạc các yếu tố của phương trình cân bằng nhiệt rất phức tạp. Một số yếu tố không thể đo đạc trực tiếp được do đó độ chính xác của kết quả bị giảm.



Hình 2-4. Các tương tác nhiệt trên Trái Đất

Việc nghiên cứu các hiện tượng nhiệt của nước trên đại dương thế giới trong điều kiện tự nhiên là một trong những nhiệm vụ quan trọng của Hải dương học hiện đại. Những hiểu biết về những quá trình nhiệt đó có thể là căn cứ khoa học để giải thích và dự tính, dự báo nhiều hiện tượng diễn ra trên đại dương thế giới và trên khí quyển.

Quá trình trao đổi nhiệt của nước trên đại dương thế giới với môi trường xung quanh rất phức tạp, diễn ra dưới nhiều hình thức khác nhau. Nước biển nhận năng lượng bức xạ mặt trời một phần phản xạ lại khí quyển, một phần tiêu hao do phát sáng có hiệu

lực; trao đổi nhiệt với xung quanh thông qua quá trình bốc hơi hoặc ngưng kết, trao đổi nhiệt đối lưu, trao đổi nhiệt với lục địa, trao đổi nhiệt với nước mưa trao đổi nhiệt còn diễn ra trong quá trình hình thành và tan băng ở các vùng vĩ độ cao...

Những tài liệu hiện đại về trạng thái của Trái Đất chứng tỏ rằng lượng nhiệt nhận được trên bề mặt trong thời gian dài bằng lượng nhiệt tiêu hao trong khoảng không. Trên cơ sở đó, chúng ta có thể viết được phương trình cân bằng nhiệt của nước hải dương như sau:

$$Q_{MT} \pm Q_{PS} \pm Q_{BH} \pm Q_{DL} \pm Q_B \pm Q_{BL} \pm Q_D \pm Q_{GT} = 0 \quad (2-3)$$

Trong đó:

Q_{MT} - lượng nhiệt bức xạ mặt trời trực tiếp và khuyếch tán do mặt nước hấp thụ (nghĩa là tổng bức xạ mặt trời sau khi đã khấu đi phần phản xạ);

Q_{PS} - nhiệt lượng do phát sáng có hiệu lực;

Q_{BH} - nhiệt bốc hơi hoặc ngưng kết (do thu vào khi ngưng kết hoặc toả ra khi bốc hơi);

Q_{DL} - trao đổi nhiệt đối lưu;

Q_B - trao đổi nhiệt do quá trình đóng băng và tan băng;

Q_{BL} - trao đổi nhiệt bình lưu (trao đổi nhiệt nội bộ);

Q_D - trao đổi nhiệt với các dòng chảy từ lục địa;

Q_{GT} - trao đổi nhiệt với nước mưa (giáng thuỷ).

Đảng thức trên chỉ mới tính đến những thành phần chủ yếu của cân bằng nhiệt chưa xét đến thành phần trao đổi nhiệt với đáy, nhiệt do những chất phóng xạ có trong nước tạo ra, các phản ứng hoá học, sinh học... Do đó dạng phương trình trên là dạng gần đúng.

Thông thường khi tính toán phương trình cân bằng nhiệt nước hải dương người ta rất hay bỏ qua các số hạng như: Q_{GT}, Q_D , đối với các biển không đóng băng cũng bỏ qua thành phần Q_B . Khi đó phương trình cân bằng nhiệt của nước hải dương có dạng:

$$Q_{MT} \pm Q_{PS} \pm Q_{BH} \pm Q_{DL} \pm Q_{BL} = 0 \quad (2-4)$$

Các thành phần của phương trình cân bằng nhiệt được đo đạc hoặc tính toán như sau:

Bức xạ mặt trời: Để tính được tổng nhiệt bức xạ mặt trời (Q_{MT}) thực mà nước hấp thụ ta lấy tổng lượng nhiệt tới mặt nước của bức xạ mặt trời (Q_{TX}) trừ đi lượng nhiệt do phản xạ của mặt nước (Q_{PX}).

Để xác định tổng xạ và tán xạ người ta dùng máy đo gọi là nhiệt xạ kế (piranometer). Khả năng phản xạ của mặt nước hải dương người ta sử dụng trị số

Anbedô (A): $A = (Q_{PX} \cdot 100\%) / Q_{TX}$. Trị số anbedô thay đổi trong phạm vi khá rộng tùy thuộc vào trạng thái mặt biển và góc tới của tia sáng mặt trời. Mặt trời càng ở thấp anbedô càng lớn và quang năng càng trở lại khí quyển nhiều.

Để xác định bức xạ mặt trời người ta hướng bộ phận thu của anbedô kế lên trên (đo được tổng xạ Q_{TX}), và hướng nó xuống dưới ta đo được phản xạ (Q_{PX}). Như vậy ta có:

$$Q_{MT} = Q_{TX} - Q_{PX} \text{ hoặc } Q_{MT} = Q_{TX}(1 - r) \quad (2-5)$$

Trong đó: r - hệ số phản xạ.

Những quan trắc về bức xạ mặt trời được tiến hành ở số điểm rất hạn chế. Vì vậy khi tính toán cân bằng nhiệt của một số biển trong thực tế người ta phải sử dụng nhiều công thức kinh nghiệm. Trong số đó có công thức:

$$Q_{MT} = Q_{TX}(1 - r)(1 - CN) \quad (2-6)$$

Trong đó:

Q_{TX} - tổng xạ mặt trời cực đại có thể xảy ra tính bằng calo/cm².ngày đêm, xác định theo bảng của V.N.Ukrainxép.

$(1 - CN)$ - thừa số hiệu chỉnh lượng mây, mà C là hệ số hiệu chỉnh dạng mây (C thường thừa nhận bằng 0,70 hoặc 0,75), còn N là lượng mây tính bằng phần mười che kín bầu trời.

Nếu biết tổng lượng mây (N) và lượng mây dưới (N_L) thì thừa số hiệu chỉnh lượng mây được tính theo công thức P.P.Kuzomin:

$$(1 - CN) = 1 - 0,14(N - N_L) - 0,67N_L \quad (2-7)$$

Những giá trị bức xạ trong bảng phụ thuộc vào vĩ độ địa phương và thời gian trong năm.

Muốn chọn trị số anbedô của nước, ta có thể sử dụng bảng tính sẵn của P.P.Kuzomin và S.I.Xipkóp phụ thuộc vào vĩ độ địa phương đối với trường hợp trời quang.

Khi tính toán một cách tổng quát ta có thể coi trị số anbedô của nước bằng 0,1 hoặc 0,15.

Nhiệt phát sáng có hiệu lực: Muốn xác định được lượng nhiệt do phát sáng có hiệu lực, cần tính hiệu số giữa sự phát sáng sóng dài (sóng nhiệt) của mặt biển và sự phát sáng sóng dài tới của khí quyển. Hầu như luôn luôn sự phát sáng từ mặt biển lớn hơn sự phát sáng tới của khí quyển (chỉ trong những trường hợp hiếm, khi lượng mây lớn mới có hiện tượng ngược lại). Do đó, theo nguyên tắc thì kết quả phát sáng có hiệu lực của nước hải dương bị mất nhiệt. Cho nên trong phương trình cân bằng nhiệt thành phần này hầu như mang dấu âm.

Trong trường hợp thiếu tài liệu quan trắc có thể tính lượng nhiệt phát sáng có hiệu lực theo công thức kinh nghiệm của P.P.Kuzomin:

$$Q_{PS} = \alpha \cdot \sigma \cdot T_w^4 - \alpha \cdot \sigma \cdot T_a^4 \left(0,61 + 0,045\sqrt{e} \right) \cdot \left[1 + 0,24N_L + 0,12(N - N_L) \right] \quad (2-8)$$

Trong đó:

Q_{PS} - nhiệt lượng phát sáng có hiệu lực tính ra calo/cm².phút;

α - khả năng tỏa sáng của nước (với độ gần đúng cấp một, trị số này có thể coi bằng đơn vị);

σ - hằng số Stêphan-Bôisman $8,26 \cdot 10^{-11}$;

e- độ ẩm tuyệt đối của không khí tính bằng miliba;

N và N_L - lượng mây tổng quan và lượng mây dưới tính ra phần mười che kín bầu trời;

T_a - nhiệt độ tuyệt đối của không khí;

T_w - nhiệt độ tuyệt đối của nước.

Nhiệt bốc hơi: Lượng nhiệt mất đi do bốc hơi. Nó phụ thuộc vào lượng nước và nhiệt độ bốc hơi. Mỗi gam nước bốc hơi tiêu tốn $580 \div 600$ calo. Việc xác định trực tiếp lượng nhiệt tổn thất do bốc hơi người ta thường dùng công thức của V.V.Suleykin:

$$Q_{BH} = -48,2(E - e).v \quad (2-9)$$

Trong đó: ($E - e$) - mức thiếu hụt ẩm hay hiệu số giữa sức trương bão hòa E ở nhiệt độ mặt nước đang bốc hơi và sức trương e quan trắc được ở độ cao nào đó trên mặt nước bốc hơi (ở công thức trên độ cao đó là 5cm) và v là tốc độ gió tính bằng m/s ở độ cao xác định trên.

Thông thường, ở các trạm khí tượng trên tàu hoặc ven bờ, độ ẩm không khí và tốc độ gió được đo ở độ cao từ 2m \div 8m và hệ số công thức V.V.Suléykin sẽ cao hơn.

Nhiệt đối lưu: Thành phần này trong phương trình cân bằng nhiệt ở những vùng biển thuộc vĩ độ trung bình thường ít quan trọng so với các thành phần khác. Sự trao đổi nhiệt đối lưu tồn tại là do kết quả tiếp xúc trực tiếp của không khí với mặt nước. Vai trò chính trong quá trình trao đổi nhiệt đối lưu phụ thuộc vào sự chênh lệch giữa nhiệt độ của nước với không khí và tốc độ gió.

Cho đến nay vẫn chưa có một dụng cụ đo đặc trực tiếp chính xác được thành phần nhiệt này trong điều kiện tự nhiên. Tuy nhiên trong thực tế người ta có thể sử dụng công thức V.X. Xamôilencô có dạng như sau:

$$Q_{DL} = a \cdot 10^{-3} (T_w - T_a) \cdot v \quad (2-10)$$

Trong đó:

Q_{DL} - lượng nhiệt tính bằng calo/cm².s tiêu hao do nước (khi $T_w > T_a$) hoặc do nước hấp thụ (khi $T_w < T_a$);

T_w - nhiệt độ nước (tính bằng độ C);

T_a - nhiệt độ của không khí (ở độ cao h mét so với mặt nước);

v- tốc độ gió do bằng m/s ở độ cao h m; còn hệ số a được lấy theo bảng (2-3) sau:

Bảng 2-3

$h(m)$	1	2	4	6	8	10
a	0,061	0,052	0,044	0,040	0,038	0,036

Nhiệt bình lưu - sự truyền nhiệt bởi các dòng hải lưu. Trao đổi nhiệt theo phương ngang của các khối nước chuyển động có nhiệt độ khác nhau. Lượng nhiệt này có thể xác định bởi công thức đơn giản như sau:

$$Q_{BL} = C \times (U_1 t_1 - U_2 t_2) \quad (2-11)$$

Trong đó:

C- nhiệt dung của nước;

U_1, U_2 - lượng nước vào và ra khỏi lưu vực nghiên cứu;

t_1, t_2 - nhiệt độ của hai dòng nước vào và ra khỏi lưu vực nghiên cứu.

Nếu chúng ta có được số liệu về nhiệt độ và tốc độ dòng chảy của các dòng hải lưu thì có thể xác định Q_{BL} .

Trong thực tế việc tính toán những thành phần ngang của phương trình cân bằng nhiệt còn gặp rất nhiều khó khăn vì những dòng hải lưu và nhiệt độ của nước hải dương biến đổi không ngừng theo cả thời gian và không gian rộng lớn.

Lượng nhiệt do các dòng nước sông đổ ra có thể tính được tương tự như trên.

Do lượng nước trên Trái Đất có thể coi như cố định (mực nước đại dương thế giới không đổi). Đồng thời chúng ta cũng đã biết rõ rằng có một lượng nước rất lớn bốc hơi từ mặt nước đại dương thế giới. Lượng hơi nước này nhờ gió chuyển sang những khu vực khác nhau của đại dương và đất liền rồi rơi trở lại dưới dạng giáng thuỷ (mưa, tuyết...). Giáng thuỷ rơi xuống mặt lục địa trở lại biển và đại dương dưới dạng dòng chảy mặt, ngầm... Vì lý do trên chúng ta có thể viết phương trình cân bằng nước cho biển và đại dương như sau:

$$W_{DD} = X_{DD} + Y_{DL} \quad (2-12)$$

Trong đó:

W_{DD} - lượng nước bốc hơi từ mặt đại dương.

X_{DD} - lượng giáng thuỷ trên mặt đại dương.

Y_{DL} - lượng nước chảy từ đất liền ra.

Theo tính toán của M.I. Lvovich và M.I. Budukh cũng như của một số nhà khoa học sau này cho thấy: tổng lượng nước bốc hơi từ bề mặt của đại dương thế giới hàng năm khoảng 448.000 km^3 . Nếu ta đem chia lượng nước này cho diện tích của đại dương thế giới thì được một lớp nước dày 1,2m. Trong khi đó lượng giáng thuỷ là 412.000 km^3 -

tương đương với lớp nước dày 1.1m. Còn nước trên lục địa đổ ra biển chỉ chiếm có 36.000km³ tương đương 0,1m.

Cân bằng nước trên đại dương thế giới trong thời kỳ nhiều năm có thể có dạng:

$$448.000\text{km}^3 = 412.000\text{km}^3 + 36.000\text{km}^3$$

Trên mặt đất liền với 99.000km³ giáng thuỷ, nghĩa là tạo thành lớp nước dày trung bình 0,850m. Dòng nước các sông chảy ra biển và đại dương là 36.000km³ còn lượng bốc hơi từ mặt đất là 63.000km³.

Cân bằng nước trên lục địa là:

$$99.000\text{km}^3 = 36.000\text{km}^3 + 63.000\text{km}^3$$

Ở những vùng không có dòng chảy, giáng thuỷ và bốc hơi cân bằng nhau và vào khoảng 8000km³.

Vậy, cân bằng nước trên địa cầu có dạng:

$$\begin{aligned} 448.000\text{km}^3 + 63.000\text{km}^3 + 8.000\text{km}^3 &= 412.000\text{km}^3 + 99.000\text{km}^3 + 8.000\text{km}^3 \\ &= 519000\text{km}^3 \end{aligned}$$

Từ những số liệu trên cho ta thấy rằng đại dương thế giới đóng một vai trò quyết định đến chế độ ẩm của khí quyển cũng như chu trình nước trong tự nhiên.

2.3. MẬT ĐỘ CỦA NƯỚC HẢI DƯƠNG

2.3.1. Khái niệm về khối lượng riêng và mật độ

Trong vật lý, khối lượng riêng của một chất là khối lượng của một đơn vị thể tích chất đó; ký hiệu là ρ .

Khối lượng riêng của một chất tại một thời điểm nào đó được xác định bằng biểu thức sau:

$$\rho = k \frac{dm}{dV} \quad (2-13)$$

Trong đó:

dm - khối lượng của vật chất khảo sát trong thể tích vô cùng bé dV ;

k - hệ số phụ thuộc vào đơn vị dùng.

Nếu chất khảo sát là đồng nhất thì khối lượng riêng của nó có thể tính như sau:

$$\rho = k \frac{m}{V}$$

Đơn vị khối lượng riêng được sử dụng là khối lượng riêng của nước cất ở nhiệt độ 4°C trong điều kiện áp suất không khí là 760mmHg.

Trọng lượng riêng của một chất là trọng lượng của một đơn vị thể tích chất đó và ký hiệu là γ . Trọng lượng riêng là đại lượng đo lực. Mối quan hệ giữa trọng lượng riêng với khối lượng riêng là:

$$\gamma = g \cdot \rho \quad (2-14)$$

Ở đây: g là gia tốc rơi tự do.

Đơn vị trọng lượng riêng là trọng lượng của nước cất ở nhiệt độ 4°C trong điều kiện áp suất không khí là 760mmHg , đo bằng din/cm^3 .

Mật độ của nước biển dương là tỷ số giữa khối lượng riêng của nước biển dương ở nhiệt độ T° nào đó với khối lượng riêng của nước cất ở nhiệt độ 4°C và áp suất khí quyển là 760mmHg , ký hiệu là σ , và là hệ số không thứ nguyên.

2.3.2. Sự phụ thuộc của mật độ vào nhiệt độ và độ muối

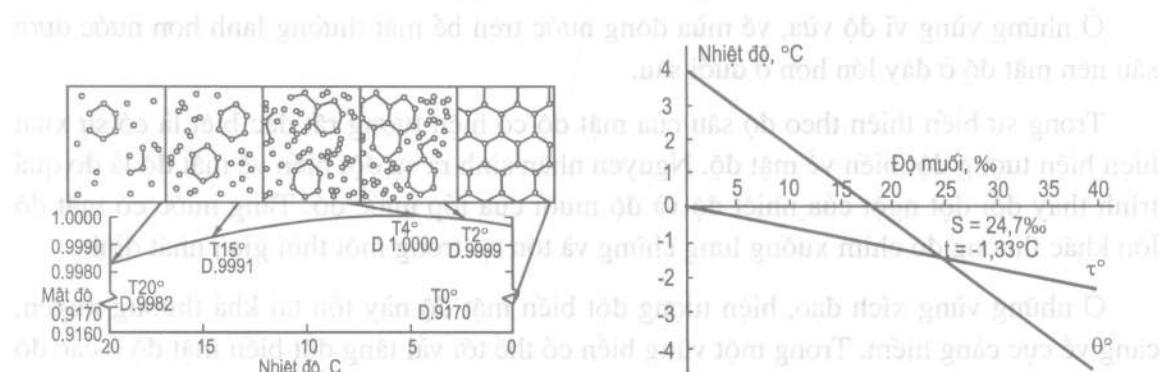
Khi độ muối của nước biển dương tăng thì mật độ của nó cũng tăng theo, vì rằng trong nước biển dương có chứa những chất có khối lượng riêng lớn hơn khối lượng riêng của nước cất.

Khi nhiệt độ của nước thay đổi thì mật độ biến thiên theo quy luật phức tạp hơn. Nước cất có mật độ cực đại ở 4°C , trong khi đó ở những nhiệt độ thấp hơn hay cao hơn thì mật độ của nước giảm (hình 2-5).

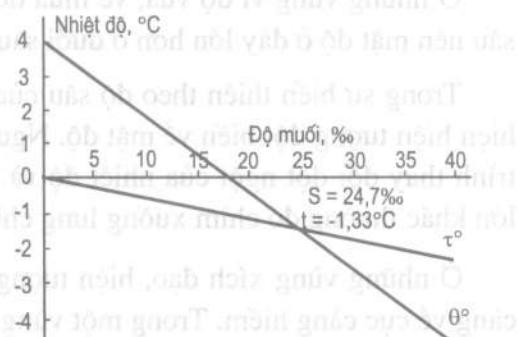
Nếu gọi θ là nhiệt độ mà mật độ của nước biển dương lớn nhất và τ là nhiệt độ đóng băng của nó, thì chú ý biến thiên theo độ muối như hình (2-6).

Khi độ muối tăng cả hai loại nhiệt độ đó đều giảm hầu như theo quy luật đường thẳng. Hai đường thẳng này cắt nhau ở toạ độ ($24,695\%$, $-1,332^{\circ}\text{C}$).

Nước có độ muối nhỏ hơn $24,7\%$ được gọi là nước lợ hay nước phèn, còn nước có độ muối cao hơn $24,7\%$ được gọi là nước biển hay nước biển dương.



Hình 2-5. Cấu trúc phân tử của nước và nước đá biến đổi theo mật độ và nhiệt độ



Hình 2-6. Biểu đồ phụ thuộc vào độ muối của nhiệt độ có mật độ lớn nhất và nhiệt độ đóng băng

Ở những vùng vĩ độ trung bình biên độ dao động của nhiệt độ nước hải dương hàng năm lớn, nên mật độ của nước hải dương ở đây phụ thuộc chủ yếu vào sự biến thiên nhiệt độ.

Ở vùng chí tuyến biên độ nhiệt hàng năm biến thiên nhỏ nên sự biến thiên mật độ ở lớp nước mặt phụ thuộc vào độ muối là chủ yếu.

Ngoài ra mật độ của nước hải dương còn phụ thuộc vào áp suất. Ở điều kiện tiêu chuẩn $S = 35\%$ và $T = 0^{\circ}\text{C}$ cứ xuống sâu 10m áp suất tăng lên 1 at nên thể tích nước giảm đi dẫn đến mật độ của nước tăng lên.

2.3.3. Sự biến thiên mật độ của lớp nước mặt hải dương

Sự phân bố mật độ của lớp nước mặt hải dương chịu ảnh hưởng rất lớn của sự biến thiên nhiệt độ và độ muối.

Nếu đem so sánh các bản đồ đẳng trị của mật độ với các bản đồ đẳng trị nhiệt độ và bản đồ đẳng trị độ muối của nước hải dương, người ta thấy rằng nó có sự tương ứng với bản đồ nhiệt độ hơn là so với bản đồ độ muối.

Mật độ của nước hải dương tăng dần theo vĩ độ: ở xích đạo $\sigma = 1,022 \div 1,023$ nhưng ở vùng hàn đới $\sigma = 1,027$.

Càng gần lục địa mật độ của nước càng nhỏ giống như sự phân bố độ muối, nên những đường đẳng trị mật độ ở đây thường có dạng song song với đường bờ.

Do sự biến thiên không đều như vậy của mật độ nên ở đại dương thế giới thường hình thành những dòng hải lưu mật độ chảy từ vùng nhiệt đới lên hàn đới.

2.3.4. Sự biến thiên theo độ sâu của mật độ

Về trị số độ muối của nước hải dương thường biến thiên rất ít theo độ sâu cho nên sự biến thiên mật độ theo độ sâu phụ thuộc chủ yếu vào sự biến thiên nhiệt độ.

Ở những vùng vĩ độ vừa, về mùa đông nước trên bề mặt thường lạnh hơn nước dưới sâu nên mật độ ở đây lớn hơn ở dưới sâu.

Trong sự biến thiên theo độ sâu của mật độ có hiện tượng rất đặc biệt là có sự xuất hiện hiện tượng đột biến về mật độ. Nguyên nhân sinh ra sự đột biến về mật độ là do quá trình thay đổi đột ngột của nhiệt độ và độ muối của lớp nước đó. Tầng nước có mật độ lớn khác thường đó chìm xuống lồng chừng và tồn tại trong một thời gian nhất định.

Ở những vùng xích đạo, hiện tượng đột biến mật độ này tồn tại khá thường xuyên, càng về cực càng hiếm. Trong một vùng biển có thể tới vài tầng đột biến mật độ ở các độ sâu khác nhau.

Ở biển Ban Tích người ta đã quan sát thấy có 2 lớp nước có đột biến mật độ ở độ sâu $20 \div 30\text{m}$ và $65 \div 100\text{m}$. Qua phân tích, các nhà khoa học đã thấy rằng đó là những lớp

nước ngọt tinh khiết có thể uống được. Lớp nước đột biến mật độ này là do sự pha ngọt mạnh nước biển, người đi biển thường gọi là lớp “nước chết”. Những lớp nước này là mối hiểm họa đối với tàu bè. Tàu ngầm khi lặn xuống sâu gấp tầng đột biến này sẽ bị mắc lại và nằm ở đó như nằm trên một lớp “đáy lỏng”(hình 2-7).

Những tài liệu đầu tiên về hiện tượng “nước chết” đã được F. Nansen quan sát thấy trong thời gian đi biển trên tàu “Fram” tháng 8/1893 ở gần bán đảo Taimia. Hiện tượng đó diễn ra như sau: chiếc tàu Fram đang chạy nhanh bỗng nhiên tốc độ giảm đột ngột khi đi vào vùng “nước chết”. F.Nansen đã khám phá ra bản chất của hiện tượng. Ông đã xác định rằng ở nơi đó có một lớp nước ngọt mỏng nhẹ nằm trên một lớp nước rất mặn và nặng. Độ dày của lớp nước mỏng nhẹ nhỏ đến nỗi vỏ tàu nằm ngay trên lớp nước đột biến mạnh về mật độ. Lớp nước mà tàu lướt trên đó trượt trên lớp nước mặn nặng tựa như trên một lớp rắn. Khi tàu chuyển động trong vùng “nước chết” sẽ tạo nên những loại sóng đặc biệt mà chân vịt của tàu bị tiêu hao phần lớn năng lượng vào loại sóng này.

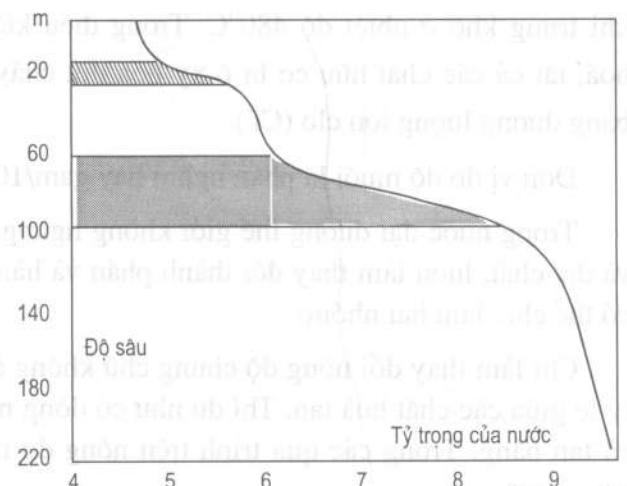
2.4. ĐỘ MUỐI CỦA NUÔC HẢI DƯƠNG

2.4.1. Khái niệm chung về độ muối

Nước là một dung môi rất tốt, có khả năng hoà tan vật chất nhiều hơn những chất lỏng khác. Các nhà khoa học đã xác nhận rằng trong nước biển dương thực tế chứa hầu như tất cả các nguyên tố chứa trong bảng hệ thống tuần hoàn các nguyên tố hoá học của Men-de-lê-ép; trong đó nhiều nhất là clo: $19,345\text{g}/\text{m}^3$; natri $10,752\text{g}/\text{m}^3$, vàng: $5,10^{-7}\text{g}/\text{m}^3$; bạc: $3,10^{-7}\text{g}/\text{m}^3$; radium: $10^{-9}\text{g}/\text{m}^3$. Rõ ràng lượng các chất hoà tan trong nước biển dương không đồng đều, có những chất tinh bìng gam trong một mét khối, có những chất chỉ đo được bằng phần vạn, phần triệu gam trong một mét khối.

Phân tích một kilôgam nước biển dương người ta nhận được:

- Nước ngọt chiếm: 962 gam
- Các muối chiếm: 35 gam
- Các thành phần khác: 3 gam



Hình 2-7. Sự biến thiên mật độ theo độ sâu ở biển Ban Tích

Như vậy, độ muối của nước biển là 35‰.

Chính các muối đó làm cho nước biển có vị mặn chát. Trong số các muối thì NaCl và MgCl chiếm 88,7%; MgSO₄, CaSO₄, và K₂SO₄ chiếm 10,2%; CaCO₃ chiếm 0,3%.

Tổng lượng muối hòa tan trong nước biển thế giới ước tính là 48×10^{15} tấn. Trong đó 3‰ là các chất rắn lơ lửng như Al, Fe, J, Zn, Ni, Au, Ag...

Theo định nghĩa của Ủy ban biển thế giới năm 1902 thì độ muối là lượng các chất rắn hòa tan (các muối) biểu thị bằng gam trong một kilogram nước biển sau khi trung khô ở nhiệt độ 480°C. Trong điều kiện này toàn bộ các muối cacbônat ôxy hoá, tất cả các chất hữu cơ bị ô xy hoá đốt cháy, ion iốt (I^-) và ion brom (Br^-) thay thế bằng đương lượng ion clo (Cl^-).

Đơn vị đo độ muối là phần nghìn hay gam/1000gam và ký hiệu là S‰.

Trong nước đại dương thế giới không ngừng diễn ra các quá trình hóa học, sinh học và địa chất, luôn làm thay đổi thành phần và hàm lượng chất hòa tan. Các quá trình này có thể chia làm hai nhóm:

Chỉ làm thay đổi nồng độ chung chứ không ảnh hưởng đến hàm lượng của nước hay tỷ lệ giữa các chất hòa tan. Thí dụ như có dòng nước ngọt và mặn rơi xuống, bốc hơi tạo và tan băng. Trong các quá trình trên nồng độ muối biến đổi trong phạm vi khá lớn từ 4‰ ÷ 40‰.

Nhóm quá trình làm thay đổi hàm lượng hay tỷ lệ các chất rắn hòa tan. Trong đó phải kể đến quá trình quang hợp của thực vật, hô hấp của động vật làm biến đổi mạnh hàm lượng các chất khí, hoạt động của vi khuẩn... cần chi phí một số chất để tạo thành bộ xương, vỏ bọc và các mô của chúng. Các quá trình lắng đọng và phân rã (hòa tan) các trầm tích đáy.

Ngày nay người ta thừa nhận rằng các muối tan trong nước biển đều phân li thành các ion, mà lượng ion clo chiếm tỷ lệ cao nhất 55,04%, sau đó là ion natri là 30,61%. Vì vậy trong Hải dương học người ta còn đưa ra khái niệm độ clo.

Độ clo là tổng số gam clo trong 1000gam nước biển sau khi thay thế Br⁻ và I⁻ bằng đương lượng Cl⁻. Đơn vị là g/1000g; ký hiệu là Cl ‰.

Định nghĩa trên có đưa vào khái niệm đương lượng clo, nhưng nó lại bị thay đổi theo sự biến đổi phân tử lượng của các nguyên tố tham gia trong phản ứng nhỏ giọt. Vì vậy có thể cùng một lượng nước mẫu mà trị số độ clo không ổn định.

Khắc phục tình trạng trên, năm 1940 J.P. Jacobsen và M.Knudsen đã đưa ra một số định nghĩa khác về độ clo như sau:

Độ clo là số gam bạc để xác định trọng lượng nguyên tử cần thiết để kết tủa toàn bộ halôgen trong 0,3285234 gam nước biển. Như vậy trị số độ clo sẽ không còn phụ thuộc vào sự biến đổi của nguyên tử lượng nào.

Trong hải dương học còn thường dùng độ clo thể tích, tức là tổng số gam clo trong một lít nước hải dương ở 20°C sau khi thay thế Br^- và I^- . Kết quả nghiên cứu của M. Knudsen (1901) đối với nước đại dương (Đông bắc của Đại Tây dương) đã xác định được mối quan hệ giữa độ muối và độ clo như sau:

$$S\% = 0,030 + 1,8050\text{Cl}\% \quad (2-15)$$

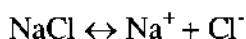
Trong đó: 1,8050 là hệ số clo.

Độ clo bình quân của nước hải dương là $19,345\%$, tương ứng với độ muối $S = 35\%$.

Đối với mỗi vùng biển do thành phần muối khác với nước đại dương nên mối quan hệ giữa độ muối và độ clo cũng khác nhau, chẳng hạn:

- Đối với biển Đen: $S\% = 0,1856 + 1,7950\text{Cl}\%$
- Đối với biển Bantich: $S\% = 0,115 + 1,805\text{Cl}\%$
- Đối với biển Ajov: $S\% = 0,210 + 1,794\text{Cl}\%$
- Đối với biển Caspien: $S\% = 0,140 + 2,360\text{Cl}\%$

Độ muối của nước sông vùng ven biển chủ yếu là do nước biển kế cận quy định. Dựa vào yêu cầu của sản xuất người ta dùng độ clo để tính ra lượng muối NaCl tương đương và gọi là độ mặn vì rằng:



Cho nên:

$$\text{NaCl} = 1,65 \text{ Cl}^-$$

với: $\text{Cl}^- = 0,607 \text{ NaCl}$

Đơn vị độ mặn là g/l hoặc mg/l (có thể coi 1lít gần bằng 1000g). Ký hiệu độ mặn là $\text{NaCl}\%$.

Như vậy độ mặn nhỏ hơn độ muối của nước đại dương là 8,6%. Ở nước ta người ta quen gọi độ muối là độ mặn.

2.4.2. Các phương pháp xác định độ muối

Do độ muối của nước hải dương có quan hệ rất mật thiết với độ clo và các muối trong nước đều bị phân li thành các ion nên nó có độ dẫn điện tốt hơn nước ngọt... Dựa vào các đặc tính đó mà các nhà khoa học hải dương đã đưa ra 3 phương pháp xác định độ muối như sau:

- Phương pháp hoá học;
- Phương pháp lí học;
- Phương pháp lí - hoá.

a) Phương pháp hóa học xác định độ muối

Trong số các phương pháp hóa học xác định độ muối của nước biển dương được chia ra làm hai loại:

- Phân tích hóa học toàn bộ
- Định lượng một số nguyên tố hóa học chính.

Phương pháp xác định độ muối bằng định lượng clo có trong nước biển dương; dùng dung dịch tiêu chuẩn nhỏ giọt clo vào nước mẫu, dùng dung dịch chỉ thị màu để xác định điểm tới. Vì vậy phương pháp này còn có tên gọi là phương pháp chuẩn độ clo.

b) Phương pháp lí hoá

Dùng dung dịch tiêu chuẩn nhỏ giọt vào nước mẫu, lấy sự biến thiên điện thế giữa hai cực điện để định điểm tối hạn.

c) Phương pháp vật lý

Dùng độ dẫn điện của nước để xác định độ muối của mẫu nước.

Hiện nay trong thực tế người ta dùng nhiều nhất là phương pháp hóa học và phương pháp vật lý.

2.4.3. Sự phân bố của độ muối của nước trên đại dương thế giới

a) Theo không gian

Sự phân bố độ muối của lớp nước mặt trên đại dương thế giới gần như đối xứng với nhau qua đường xích đạo.

Độ muối nhỏ nhất ở vùng biển có vĩ độ cao, tăng dần đến vùng có gió thường kỳ ở chí tuyến đạt tới giá trị lớn nhất ở những vĩ độ 25°N và 25°S rồi giảm dần đến xích đạo (hình 2-7).

Độ muối của lớp nước trên mặt biển phụ thuộc vào các yếu tố chính:

- Mưa và bốc hơi;
- Quá trình đóng băng và tan băng (ở vùng vĩ độ cao);
- Sự pha ngọt của nước sông nội địa chảy ra (vùng ven lục địa);
- Hướng di chuyển và tốc độ của các dòng hải lưu.

Vì quy luật phân bố độ muối của nước trên đại dương thế giới chịu sự chi phối chủ yếu bởi các điều kiện địa phương.

b) Sự phân bố của độ muối theo chiều sâu

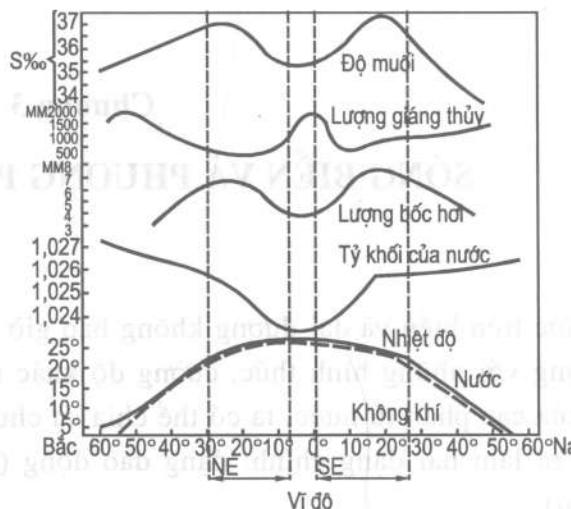
Những biến thiên của độ muối của nước biển dương xảy ra chủ yếu ở lớp nước trên mặt cho tới độ sâu 1500m. Dưới độ sâu đó sự dao động của độ muối hết sức nhỏ.

Sự biến thiên mạnh nhất của độ muối theo độ sâu thường diễn ra ở vành đai á nhiệt đới (khoảng vĩ độ 25°N và 25°S); vì ở đây là vùng tín phong có gió thổi ổn định và thường xuyên, ít mưa và bốc hơi nhiều.

Ở vùng cực đới độ muối biển thiên chỉ đến độ sâu 200m. Còn vùng vĩ độ vừa độ muối biển thiên rất ít theo độ sâu.

Chính sự biến thiên của độ muối theo độ sâu là một trong những nguyên nhân sinh ra dòng chảy ngang.

Biển có hàm lượng muối nhỏ nhất là biển Ban Tích: $8 \div 16\%$, Biển Đen $17 \div 22\%$. Nơi mà nước có hàm lượng muối cao nhất thế giới là “Biển Chết” nằm cách thủ đô Amman của Gióoc-đa-ni khoảng 30km về phía đông, biển có chiều dài 80km, rộng 16km, mặt nước thấp hơn mực nước Biển Đen 394m (thấp nhất thế giới). Trên biển không một bóng chim trời, ven bờ không một bóng cây, trong biển không một con cá, con cua... vì nước ở đây quá mặn. Người ta đo được ngay lớp nước trên mặt hàm lượng muối là $227 \div 275 \text{ g/lít}$. Càng xuống sâu hàm lượng muối càng cao, ở độ sâu 190m thì hàm lượng muối đã đạt trị số bão hòa.



Hình 2-8. Biểu đồ tổng hợp của Iu. M. Socanski.

Chương 3

SÓNG BIỂN VÀ PHƯƠNG PHÁP TÍNH SÓNG

Nước trên biển và đại dương không bao giờ ở trạng thái đứng yên mà luôn luôn vận động với những hình thức, cường độ khác nhau. Xét về mặt hình thức chuyển động của các phần tử nước, ta có thể chia sự chuyển động của nước trên biển và đại dương ra làm hai dạng chính: dạng dao động (sóng, thuỷ triều) và dạng tịnh tiến (hải lưu).

Sóng là một dạng chuyển động đặc biệt, các phần tử nước sau khi di chuyển được một khoảng cách nào đó rồi quay trở về vị trí ban đầu - có tính chất chu kỳ. Sóng là chuyển động không ổn định trong đó tốc độ di chuyển của trạng thái (hình dạng) lớn hơn tốc độ chuyển động của các phần tử nước. Vì vậy, khi nghiên cứu sóng đòi hỏi phân biệt hai khái niệm về tốc độ: tốc độ di chuyển hình dạng sóng và tốc độ chuyển động của các phần tử nước. Hải lưu là dạng chuyển động của các phần tử nước không có giới hạn nhất định.

Xét theo nguyên nhân sinh ra chuyển động dạng sóng trên biển và đại dương có thể phân ra các loại sau:

- Sóng triều là do mối quan hệ tương tác giữa lực hấp dẫn vũ trụ của Mặt Trăng và Mặt Trời sinh ra.

- Sóng gió là do các lực khí tượng thuỷ văn. Do bức xạ Mặt Trời trên Trái Đất phân bố rất không đều, dẫn đến sự phân bố năng lượng và áp suất rất khác nhau giữa các vùng trên Trái Đất mà hậu quả là sinh ra những dòng không khí chuyển động. Bên mặt tiếp xúc giữa hai môi chất có đặc tính và mật độ rất khác nhau (nước và không khí) cũng chuyển động theo dạng sóng. Tại nơi đây xảy ra hiện tượng trao đổi năng lượng của gió cho nước.

- Sóng thần (Tsunami) là do các lực địa chấn (trong lòng Trái Đất): động đất, núi lửa...

Ở đây chúng ta chỉ quan tâm nghiên cứu sóng gió, đây là loại chuyển động chủ yếu và phổ biến nhất trên biển và đại dương, đây là động lực chính của biển trong quá trình hình thành và phát triển bờ biển. Sóng gió là đối tượng chính trong kỹ thuật công trình duyên hải. Các dạng chuyển động khác của nước trên biển và đại dương sẽ được nghiên cứu ở những chương sau: Thuỷ triều, Hải lưu...

3.1. NHỮNG KHÁI NIỆM VÀ THUẬT NGỮ VỀ SÓNG

Trong một con sóng, phần nước nhô lên khỏi mặt nước trung bình gọi là ngọn sóng; điểm cao nhất của ngọn sóng gọi là đỉnh sóng; phần thấp hơn mực nước trung bình gọi là chân sóng và điểm thấp nhất của chân sóng gọi là đáy sóng (hình 3-1).

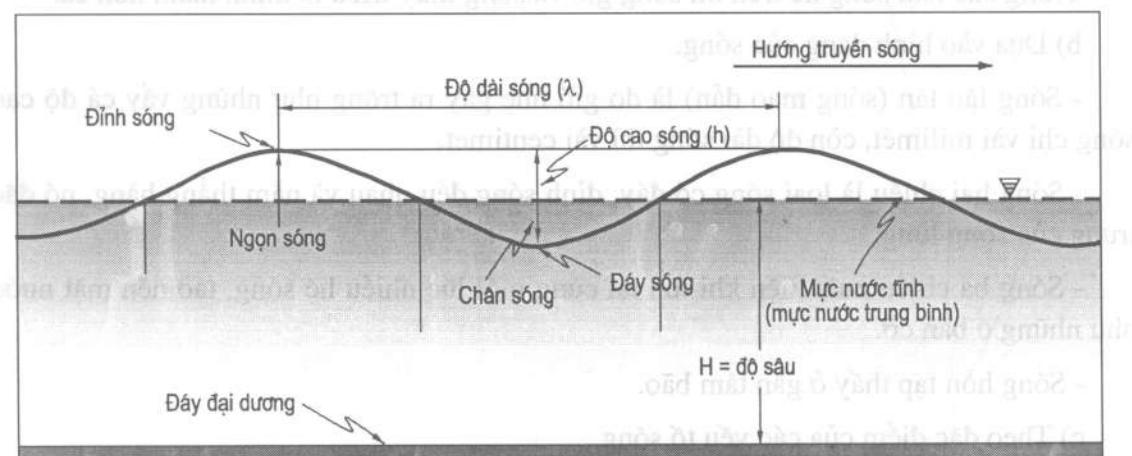
- Biên độ sóng (a) là khoảng cách thẳng đứng từ đỉnh sóng hoặc đáy sóng đến mực nước trung bình.

- Độ cao sóng (h) là khoảng cách thẳng đứng từ đỉnh sóng tới đáy sóng. Như vậy độ cao của sóng bằng hai lần biên độ sóng $h = 2a$.

- Độ dài sóng hay bước sóng (λ) là khoảng cách giữa hai đỉnh sóng hoặc hai đáy sóng kế tiếp nhau theo phương truyền sóng.

- Độ dốc sóng (α) là tỷ số giữa độ cao sóng với nửa độ dài của nó.

- Chu kỳ sóng (τ) là khoảng thời gian cần thiết để phần tử nước hoàn thành một quỹ đạo riêng trong dao động. Nói một cách khác chu kỳ sóng là khoảng thời gian giữa hai lần đỉnh sóng hoặc đáy sóng kế tiếp nhau xuất hiện tại một thời điểm trong không gian.



Hình 3-1. Các đặc trưng sóng

Đối với sóng đứng, chu kỳ sóng được xác định bằng khoảng thời gian cần thiết để mực nước thay đổi từ thấp nhất qua vị trí cao nhất rồi lại trở về vị trí ban đầu.

Chu kỳ sóng cũng được hiểu là khoảng thời gian cần thiết để đỉnh sóng di chuyển được quãng đường bằng độ dài sóng.

Tỷ số nghịch đảo của chu kỳ sóng được gọi là tần số sóng (f): $f = 1/\tau$.

Tốc độ truyền sóng hay tốc độ góc là khoảng cách mà đỉnh sóng di chuyển theo phương truyền sóng trong một đơn vị thời gian. Nói một cách khác tốc độ truyền sóng là tốc độ di chuyển của đỉnh sóng theo phương truyền sóng không kể tốc độ chảy. Tốc độ sóng được xác định bằng công thức $c = \lambda/\tau$.

3.2. PHÂN LOẠI SÓNG

Trên biển và đại dương tồn tại những sóng với hình dáng, nguyên nhân hình thành khác nhau. Để phân biệt sóng người ta thường dựa vào nguyên nhân phát sinh và tính chất chuyển dịch của hình dạng sóng.

Cho đến nay, trong tài liệu nghiên cứu sóng nổi lên những cách phân loại sóng như sau:

a) Dựa vào nguyên nhân hình thành người ta cho rằng mỗi nguyên nhân phát sinh sẽ có một loại sóng tương ứng.

- Sóng gió là do gió gây ra.
- Sóng lừng (sóng ổn định) xảy ra ở những vùng gió thổi đã yếu hoặc không gió.
- Sóng địa chấn (sóng thần) là do động đất hoặc núi lửa hoạt động.
- Sóng thuỷ triều là do lực thiên văn sinh ra.
- Sóng khí áp là do sự chênh lệch khí áp mà thành.

Trong các loại sóng kể trên thì sóng gió và sóng thuỷ triều là thịnh hành hơn cả.

b) Dựa vào hình dạng của sóng.

- Sóng lăn tăn (sóng mao dẫn) là do gió nhẹ gây ra trông như những vẩy cá độ cao sóng chỉ vài milimét, còn độ dài sóng thì vài centimet.

- Sóng hai chiều là loại sóng có đáy, đỉnh sóng đều nhau và nằm thẳng hàng, nó đặc trưng của sóng lừng.

- Sóng ba chiều xuất hiện khi tồn tại cùng một lúc nhiều hệ sóng, tạo nên mặt nước như những ô bàn cờ.

- Sóng hỗn tạp thấy ở gần tâm bão.

c) Theo đặc điểm của các yếu tố sóng.

- Dựa vào độ dài:

- + Sóng dài khi có ($\lambda > H$).
- + Sóng ngắn khi có ($\lambda < H$).

Trong đó: H là độ sâu vùng nước.

- Dựa vào độ cao:

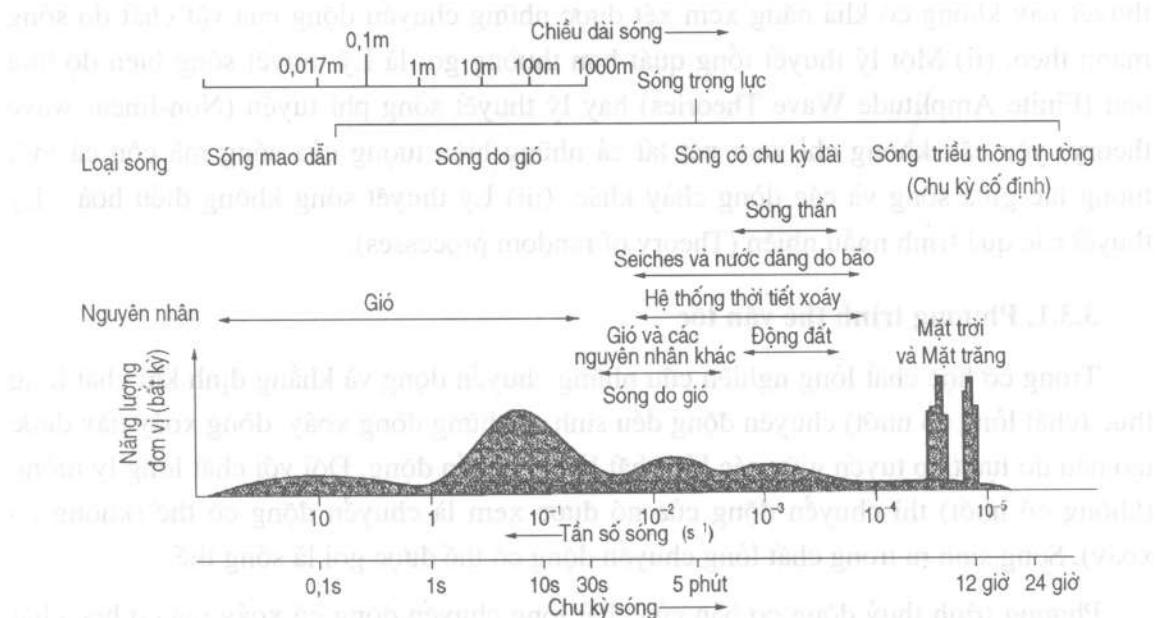
- + Sóng cao.
- + Sóng thấp.

- Dựa vào độ dốc:

- + Sóng dốc.
- + Sóng thoái.

- Dựa vào chu kỳ
 - + Sóng có chu kỳ dài ($\tau \geq 1$ giờ).
 - + Sóng có chu kỳ ngắn ($\tau = 10 \div 12$ giây).
- Ngoài ra người ta còn dựa vào các đặc trưng khác để phân loại như sau:
 - Tính chất truyền sóng:
 - + Sóng ép (chịu ảnh hưởng trực tiếp của lực tác dụng).
 - + Sóng tự do (sóng tồn tại khi không có lực tác dụng).
 - Tính ổn định của sự truyền sóng:
 - + Sóng có xoáy.
 - + Sóng không xoáy (sóng thế).
 - Tính chất chuyển động của phần tử nước trong chuyển động sóng:
 - + Sóng tiến (có các chất điểm nước chuyển dịch theo phương truyền sóng).
 - + Sóng đứng (các chất điểm nước không chuyển dịch theo phương truyền sóng mà dao động quanh mức nước tĩnh).
 - Dựa vào lực phục hồi:
 - + Sóng sức căng mặt ngoài (mao dãn).
 - + Sóng trọng lực.

Các cách phân loại trên mang tính chất phiến diện, trong thực tế sóng biển thường được hình thành bởi nhiều nguyên nhân tác động cùng một lúc.



Hình 3-2. Biểu đồ phân loại sóng theo tần số của B.Kinsman.

Dựa vào chu kỳ sóng (hay tần số sóng) năm 1965 B.Kinsman đã phân ra các loại sóng như (hình 3.2). Hình vẽ này cho thấy mối quan hệ giữa năng lượng sóng với các tần số riêng. Theo dải tần số này cho thấy chu kỳ của những con sóng mới hình thành đến sóng trọng lực dao động từ $1 \div 30$ giây đây là loại sóng phổ biến trên biển và đại dương. Trọng lực là thành phần lực luôn có xu hướng kéo các phần tử nước về vị trí cân bằng trong chuyển động sóng do đó có thể coi nó như là lực tích luỹ của các ngoại lực tác động vào nước. Trên biểu đồ, mật độ phổ năng lượng của B.Kinsman cho thấy rằng năng lượng của các sóng trọng lực rất lớn. Vì vậy, sóng trọng lực có ý nghĩa rất quan trọng trong thiết kế các công trình ven biển.

Sóng trọng lực được chia ra làm hai giai đoạn (trạng thái):

- Sóng cưỡng bức (seas) là sóng đang chịu tác động của gió trong vùng sinh sóng.
- Sóng tự do (sóng lừng - swell) là sóng chuyển động ngoài vùng sinh sóng.

3.3. LÝ THUYẾT SÓNG

Sóng trên mặt biển và đại dương rất phức tạp. Là một đối tượng quan trọng của cơ học chất lỏng nghiên cứu xây dựng những lý thuyết nhằm giải quyết những bài toán đặt ra của kỹ thuật duyên hải. Cho đến nay có khá nhiều cố gắng xây dựng lý thuyết về sóng, song nổi lên một số lý thuyết đáng chú ý như: (i) Lý thuyết sóng tuyến tính (Linear Wave Theories) hay lý thuyết G. Airy, trong đó có biên độ nhỏ (The small-amplitude theory). Lý thuyết sóng có biên độ nhỏ đã cung cấp cho ta khá rõ nét về các phản ứng, chuyển động có chu kỳ của sóng thích ứng nhiều bài toán của thực tế. Lý thuyết này không có khả năng xem xét được những chuyển động của vật chất do sóng mang theo. (ii) Một lý thuyết tổng quát hơn thường gọi là Lý thuyết sóng biên độ hữu hạn (Finite Amplitude Wave Theories) hay lý thuyết sóng phi tuyến (Non-linear wave theory) yêu cầu không chỉ xem xét tất cả những hiện tượng của sóng mà còn cả mối tương tác giữa sóng và các dòng chảy khác. (iii) Lý thuyết sóng không điều hoà - Lý thuyết các quá trình ngẫu nhiên (Theory of random processes).

3.3.1. Phương trình thế vận tốc

Trong cơ học chất lỏng nghiên cứu những chuyển động và khẳng định khi chất lỏng thực (chất lỏng có nhớt) chuyển động đều sinh ra những dòng xoáy, dòng xoáy này được tạo nên do lực tiếp tuyến giữa các lớp chất lỏng chuyển động. Đối với chất lỏng lý tưởng (không có nhớt) thì chuyển động của nó được xem là chuyển động có thể (không có xoáy). Sóng sinh ra trong chất lỏng chuyển động có thể được gọi là sóng thế.

Phương trình thuỷ động cơ bản của chất lỏng chuyển động có xoáy mà cơ học chất lỏng nhận được ba chiều như sau:

$$\begin{aligned}\frac{\partial V_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_1} \left\{ \frac{V_1^2 + V_2^2 + V_3^2}{2} \right\} + V_3 \left\{ \frac{\partial V_1}{\partial x_3} - \frac{\partial V_3}{\partial x_1} \right\} - V_2 \left\{ \frac{\partial V_2}{\partial x_1} - \frac{\partial V_1}{\partial x_2} \right\} &= X_1 - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_1} \\ \frac{\partial V_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_2} \left\{ \frac{V_1^2 + V_2^2 + V_3^2}{2} \right\} + V_1 \left\{ \frac{\partial V_2}{\partial x_1} - \frac{\partial V_1}{\partial x_2} \right\} - V_3 \left\{ \frac{\partial V_3}{\partial x_2} - \frac{\partial V_2}{\partial x_3} \right\} &= X_2 - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_2} \\ \frac{\partial V_3}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_3} \left\{ \frac{V_1^2 + V_2^2 + V_3^2}{2} \right\} + V_2 \left\{ \frac{\partial V_3}{\partial x_2} - \frac{\partial V_2}{\partial x_3} \right\} - V_1 \left\{ \frac{\partial V_1}{\partial x_3} - \frac{\partial V_3}{\partial x_1} \right\} &= X_3 - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_3}\end{aligned}\quad (3-1)$$

Đối với chuyển động thế (không xoáy), nghĩa là $\text{rot} \vec{V} = 0$, khi đó phương trình thuỷ động có thể viết như sau:

$$\begin{aligned}\frac{\partial V_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_1} \left\{ \frac{V^2}{2} \right\} - X_1 + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_1} &= 0 \\ \frac{\partial V_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_2} \left\{ \frac{V^2}{2} \right\} - X_2 + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_2} &= 0 \\ \frac{\partial V_3}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_3} \left\{ \frac{V^2}{2} \right\} - X_3 + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_3} &= 0\end{aligned}\quad (3-2)$$

Ở đây: $V^2 = V_1^2 + V_2^2 + V_3^2$; ρ - khối lượng riêng của chất lỏng;

Trong mỗi phương trình trên:

- Số hạng thứ nhất mô tả gia tốc cục bộ, nghĩa là nêu biến đổi vận tốc của các phần tử chất lỏng theo thời gian ở điểm nghiên cứu trong chất lỏng chuyển động, ứng với một đơn vị khối lượng.

- Số hạng thứ hai đặc trưng cho gia tốc đối lưu, nghĩa là sự biến đổi vận tốc của các phần tử chất lỏng theo không gian ứng với một đơn vị khối lượng chất lỏng chuyển động.

- Số hạng thứ ba mô tả thành phần trọng lực.

- Số hạng thứ tư mô tả sự biến đổi của áp lực tác động lên một đơn vị khối lượng chất lỏng chuyển động.

Chỉ trong chuyển động thế thì chuyển động của các phần tử chất lỏng có thể xác định qua hàm thế vận tốc φ_1 ; nghĩa là:

$$V_1 = \frac{\partial \varphi_1}{\partial x_1}; \quad V_2 = \frac{\partial \varphi_1}{\partial x_2}; \quad V_3 = \frac{\partial \varphi_1}{\partial x_3}$$

Vậy gia tốc cục bộ trong phương trình (3-2) có thể viết:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial V_1}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{\partial \varphi_1}{\partial x_1} \right] = \frac{\partial}{\partial x_1} \left[\frac{\partial \varphi_1}{\partial t} \right] \\
 \frac{\partial V_2}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{\partial \varphi_1}{\partial x_2} \right] = \frac{\partial}{\partial x_2} \left[\frac{\partial \varphi_1}{\partial t} \right] \\
 \frac{\partial V_3}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{\partial \varphi_1}{\partial x_3} \right] = \frac{\partial}{\partial x_3} \left[\frac{\partial \varphi_1}{\partial t} \right]
 \end{aligned} \tag{3-3}$$

Mặt khác thành phần trọng lực X có thể biểu diễn qua hàm thế lực π :

$$X_1 = -\frac{\partial \pi}{\partial x_1}; \quad X_2 = -\frac{\partial \pi}{\partial x_2}; \quad X_3 = -\frac{\partial \pi}{\partial x_3}$$

Như vậy, phương trình (3-2) có thể viết dưới dạng các hàm thế như sau:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial}{\partial x_1} \left[\frac{\partial \varphi_1}{\partial t} + \frac{V^2}{2} + \frac{P}{\rho} + \pi \right] &= 0 \\
 \frac{\partial}{\partial x_2} \left[\frac{\partial \varphi_1}{\partial t} + \frac{V^2}{2} + \frac{P}{\rho} + \pi \right] &= 0 \\
 \frac{\partial}{\partial x_3} \left[\frac{\partial \varphi_1}{\partial t} + \frac{V^2}{2} + \frac{P}{\rho} + \pi \right] &= 0
 \end{aligned} \tag{3-4}$$

Rõ ràng biểu thức trong dấu ngoặc của các phương trình trên không phụ thuộc vào vị trí khảo sát mà chỉ phụ thuộc vào thời gian. Từ đó ta có thể viết dưới dạng sau:

$$\frac{\partial \varphi_1}{\partial t} + \frac{V^2}{2} + \frac{P}{\rho} + \pi = f(t) \tag{3-5}$$

và được gọi là tích phân Lagrange; cùng với phương trình động lực trên ta còn có phương trình liên tục:

$$\frac{\partial V_1}{\partial x_1} + \frac{\partial V_2}{\partial x_2} + \frac{\partial V_3}{\partial x_3} = 0 \tag{3-6}$$

hay viết dưới dạng hàm thế:

$$\frac{\partial^2 \varphi_1}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2 \varphi_1}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 \varphi_1}{\partial x_3^2} = 0 \tag{3-6'}$$

hay viết dưới dạng toán tử Laplace:

$$\nabla^2 \varphi_1 = 0 \tag{3-6''}$$

Hệ phương trình (3-5) và (3-6'') được gọi là hệ phương trình Laplace.

3.3.2. Lý thuyết sóng biển độ nhỏ

A. Những giả thiết cơ bản

- Nước biển là chất lỏng lý tưởng.
- Gia tốc trọng trường $g = \text{const.}$
- Chuyển động của nước trong sóng là không ổn định.
- Sóng được xét là sóng hai chiều.
- Chuyển động của chất lỏng là chuyển động dạng thế.
- Chuyển động của chất lỏng chu kỳ τ .
- Sóng thuộc loại biên độ nhỏ nghĩa là tốc độ chuyển động của các chất điểm nước khá nhỏ cho nên giá trị bình phương cũng như tích của nó trở lên rất nhỏ có thể bỏ qua.

Xuất phát từ phương trình chuyển động thế không ổn định dạng Lagrange:

$$-gZ - \frac{V^2}{2} - \frac{P}{\rho} = \frac{\partial \varphi_1}{\partial t} + f(t) \quad (3-7)$$

Tất cả các số hạng này xét trên một đơn vị khối lượng.

Theo giả thiết thứ 7 số hạng thứ 2 của vế phải (3-7) có thể bỏ qua, phương trình được viết dưới dạng sau:

$$-gZ - \frac{P}{\rho} = \frac{\partial \varphi_1}{\partial t} + f(t) \quad (3-8)$$

Để tiếp tục đơn giản hóa ta cộng thêm vào cả hai vế của phương trình (3-8) cùng một giá trị p_a/ρ , trong đó p_a là áp suất khí quyển ở trên mặt nước tự do:

$$-gZ - \left(\frac{P - p_a}{\rho} \right) = \frac{\partial \varphi_1}{\partial t} + f(t) + \frac{p_a}{\rho} \quad (3-9)$$

Thay vế phải của phương trình (3-9) bằng $\frac{\partial \varphi}{\partial t}$ ta có:

$$-gZ - \left(\frac{P - p_a}{\rho} \right) = \frac{\partial \varphi}{\partial t} \quad (3-10)$$

Chia cả hai vế của (3-10) cho g ta được

$$\frac{P - p_a}{\gamma} = -Z - \frac{1}{g} \frac{\partial \varphi}{\partial t} \quad (3-11)$$

Trong đó $\gamma = g \cdot \rho$ - trọng lượng riêng của nước. Để tìm hàm thế $\varphi(x, z, t)$ cần phải giải với phương trình Laplace:

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = 0 \quad (3-12)$$

Hệ phương trình trên cần được giải đồng thời với các điều kiện biên và điều kiện ban đầu.

Điều kiện biên đầu tiên là ở trên mặt sóng nước tự do (điều kiện động lực) áp suất p bằng áp suất khí quyển và là hằng số:

$$p = p_a = \text{const} \quad (3-13)$$

Nếu ta gọi ζ là độ cao của các chất điểm nước trên bề mặt nước dao động so với mực nước tĩnh. Ta nhận được điều kiện biên thứ nhất trên mặt nước tự do của sóng có dạng:

$$\zeta = -\frac{1}{g} \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t} \right)_{z=0} \quad (3-14)$$

Điều kiện biên thứ hai trên bề mặt nước tự do của sóng gọi là điều kiện động học. Rõ ràng tung độ của các điểm trên trắc diện sóng ζ là hàm số của hai biến x và t, $\zeta = f(x,t)$. Tốc độ thành phần theo phương thẳng đứng của dòng chảy là w:

$$w = \frac{d\zeta}{dt} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial \zeta}{\partial x} \times \frac{dx}{dt} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (3-15)$$

Vì sóng nghiên cứu là sóng biên độ nhỏ (giả thiết thứ 7) nên $u = 0$. Vậy ta có:

$$w = \frac{\partial \zeta}{\partial t}$$

Mặt khác do $w = \frac{\partial \varphi}{\partial z}$ cho nên:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{\partial \varphi}{\partial z} \quad (3-16)$$

Lấy vi phân phương trình (3-14) ta có:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{1}{g} \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} \right)_{z=0} \quad (3-17)$$

Thay (3-17) vào (3-16) ta nhận được điều kiện biên thứ hai trên bề mặt tự do của nước:

$$\left(\frac{\partial \varphi}{\partial z} + \frac{1}{g} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} \right)_{z=0} = 0 \quad (3-18)$$

Điều kiện biên ở đáy có độ sâu $z = -H$, ở đây nước chỉ chuyển động dọc theo đáy mà không thấm qua, cho nên:

$$w = \left(\frac{\partial \varphi}{\partial z} \right)_{z=-H} = 0 \quad (3-19)$$

Trong trường hợp $z = -\infty$:

$$w = \left(\frac{\partial \varphi}{\partial z} \right)_{z=-\infty} = 0 \quad (3-20)$$

Vì chuyển động của nước ở đây theo giả thiết chuyển động có chu kỳ không ổn định (giả thiết 6). Vì vậy nếu quy luật biến đổi của φ trong chu kỳ τ được cho trước thì cần phải có cả điều kiện ban đầu cho trước.

Thực nghiệm chứng tỏ rằng trong sóng tiến, ở từng thời điểm cho trước sự chuyển động của các yếu tố cách nhau một độ dài bước sóng là hàm số chỉ phụ thuộc vào biến z , còn chu kỳ dao động theo thời gian t được xác định chỉ là toạ độ x của tung độ cho trước và thời gian t .

Điều đó là cơ sở để tìm biểu thức đối với $\varphi(x,z,t)$ dưới dạng tích của hai đại lượng: một là chỉ phụ thuộc vào z , và đại lượng kia chỉ là hàm chu kỳ chỉ phụ thuộc vào x và t . Ta có thể chấp nhận $f(x,t) = \sin(\theta)$, trong đó θ là góc được xác định bằng hàm số như sau: $\theta = kx - \sigma t$.

$$\text{Vậy } \varphi(x,z,t) = f(z)\sin(kx - \sigma t) \quad (3-21)$$

Phương trình Laplace được viết dưới dạng phương trình liên tục:

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = -f(z) \times k^2 \times \sin(\theta) + \frac{\partial^2 [f(z)]}{\partial z^2} \times \sin(\theta) = 0 \quad (3-22)$$

Giản ước $\sin(\theta)$ (là hàm số khác 0) ta nhận được phương trình vi phân tuyến tính thuần nhất bậc hai hệ số hằng:

$$f''(z) - k^2 f(z) = 0 \quad (3-23)$$

Tích phân phương trình (3-23) ta nhận được:

$$f(z) = C_1 e^{kz} + C_2 e^{-kz} \quad (3-24)$$

Trong đó: C_1, C_2 là hằng số của nó, được xác định ứng với điều kiện biên.

Vậy hàm thế vận tốc của sóng tiến có dạng:

$$\varphi(x, z, t) = [C_1 e^{kz} + C_2 e^{-kz}] \sin(kx - \sigma t) \quad (3-25)$$

B. Sóng tiến ở biển sâu ($H = -\infty$)

Ta có phương trình hàm thế vận tốc $\varphi(x,z,t)$ được xác định như (3-25), giá trị của hàm này phải thoả mãn điều kiện của phương trình Laplace và các điều kiện biên trên mặt tự do cũng như dưới đáy biển.

$$\left(\frac{\partial \varphi}{\partial z} \right)_{z=-\infty} = (C_1 e^{kz} - C_2 e^{-kz}) \sin(kx - \sigma t) = 0 \quad (3-26)$$

Nhận xét: Số hạng thứ nhất trong dấu ngoặc sẽ tiến tới 0 khi $z \rightarrow -\infty$, vì $\sin(kx-\sigma t) \neq 0$. Do $e^{kz} \rightarrow \infty$ khi $z \rightarrow -\infty$ để cho số hạng thứ hai trong dấu ngoặc bằng 0, thì $C_2 = 0$, vậy:

$$\phi(x, z, t) = Ce^{kz}\sin(kx-\sigma t) \quad (3-27)$$

Trong đó: $C_1 = C = \text{const.}$

Để xác định mối quan hệ giữa σ và k ta sử dụng điều kiện biên thứ hai của mặt nước tự do:

$$\left[g \frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right]_{z=0} = gk ce^{kz} \sin(kx-\sigma t) - \sigma^2 ce^{kz} k \sin(kx-\sigma t)_{z=0} = 0 \quad (3-28)$$

Thay $z = 0$ vào phương trình (3-28) ta nhận được:

$$\sigma^2 c \sin(kx-\sigma t) + gk c \sin(kx-\sigma t) = 0 \quad (3-29)$$

và rút ra: $\sigma^2 = gk$

hay: $\sigma = \sqrt{gk}$ (3-30)

Khảo sát hình dạng sóng, từ phương trình thể vận tốc sóng (3-27) ta có:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = -\sigma c e^{kz} \cos(kx-\sigma t) = 0$$

Thay vào phương trình trắc diện sóng (3-14) ta có:

$$\zeta = \frac{\sigma c}{g} \cos(kx-\sigma t) \quad (3-31)$$

Đặt $\frac{\sigma c}{g} = h/2$; trong đó h - độ cao sóng. Ta nhận được:

$$\zeta = \frac{h}{2} \cos(kx-\sigma t) \quad (3-32)$$

Như vậy trắc diện sóng có dạng hàm cosin với biên độ là $h/2$.

+ Khi t thay đổi giá trị $\cos(kx-\sigma t)$ dao động từ +1 đến -1 và hiển nhiên nhận các giá trị từ $\zeta = h/2$ (dỉnh sóng) đến giá trị $\zeta = -h/2$ (đáy sóng) và độ cao của sóng $h = 2\sigma c/g$.

+ Khi $t = \text{const}$ các giá trị $\cos(kx-\sigma t)$ đều bằng nhau ở những điểm trên trắc diện sóng cách nhau theo chiều x một khoảng $n2\pi/k$, trong đó n là số nguyên lần. Nghĩa là độ cao trắc diện sóng ζ ở những điểm đó đều bằng nhau. Nói một cách khác là các điểm đó cùng ở một pha. Khi $n = 1$ khoảng cách giữa hai điểm đó bằng độ dài bước sóng λ .

$$\lambda = 2\pi/k ; k = 2\pi/\lambda \quad (3-33)$$

Hằng số k mang ý nghĩa vật lý, và được xác định bởi độ dài sóng, được gọi là số sóng.

+ Khi $x = x_0 = \text{const}$ các giá trị của $\cos(kx - \sigma t)$ bằng nhau được lặp lại ở những điểm là $n2\pi/\sigma$, ở đây n là số nguyên. Nghĩa là độ cao trắc diện sóng ζ ở vị trí $x_0 = \text{const}$ được lặp lại ở cùng một pha. Khoảng thời gian giữa hai lần xuất hiện khi $n = 1$ sẽ là chu kỳ sóng τ :

$$\tau = 2\pi/\sigma ; \sigma = 2\pi/\tau \quad (3-34)$$

Hằng số σ mang ý nghĩa vật lý là tần số sóng, được quy định bởi chu kỳ sóng τ .

+ Phương trình trắc diện sóng (3-31) cho thấy rằng khi $\zeta = \text{const}$ nghĩa là $\cos(kx - \sigma t) = \text{const}$ thì theo thời gian tất cả các chất điểm nước có cùng giá trị $\zeta = \text{const}$ chuyển động đều theo trục x với tốc độ $C = \text{const}$ và sóng vẫn giữ nguyên hình dạng của mình.

Vậy, khi k và σ cho trước hoành độ của những điểm trên sóng có cùng độ cao ϕ sẽ là:

$$x_{\zeta=\text{const}} = \frac{n2\pi + \sigma t + \text{const}}{k} = f(t) \quad (3-35)$$

Tốc độ biến đổi hình dạng sóng - tốc độ truyền sóng C theo trục hoành x là:

$$C = \frac{dx_{\zeta=\text{const}}}{dt} = \frac{\sigma}{k} = \text{const}$$

hay:

$$C = \frac{\sqrt{gk}}{k} = \sqrt{\frac{g}{k}} = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \quad (3-36)$$

Đây là công thức Airy.

Với $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ ta có tốc độ truyền sóng ở vùng nước sâu sẽ là:

$$C = 1,25\sqrt{\lambda}, \text{ m/s} \quad (3-37)$$

Từ đó có chu kỳ sóng:

$$\tau = \frac{\lambda}{C} = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}} \quad (3-38)$$

hay: $\tau = 0,8\sqrt{\lambda}, (\text{s}) \quad (3-39)$

và: $\lambda = 1,56\tau^2, (\text{m}) \quad (3-40)$

Quan hệ giữa tốc độ truyền sóng và chu kỳ sóng:

$$C = 1,25\sqrt{\lambda} = \frac{1,25}{0,80}\sqrt{\lambda} = 1,56\tau, (\text{m/s}) \quad (3-41)$$

Rõ ràng là tốc độ truyền sóng và chu kỳ sóng (τ) ở vùng biển sâu chỉ phụ thuộc vào độ dài sóng λ ; Khi độ dài sóng càng lớn thì chu kỳ sóng và tốc độ truyền sóng càng tăng, và không phụ thuộc vào độ cao sóng h .

+ Ta khảo sát tốc độ chuyển động của các phần tử nước trong chuyển động sóng tiến ở biển sâu. Từ phương trình thế vận tốc (3-27) cho thấy:

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x} = kce^{kz} \cos(kx - \sigma t) \quad (3-42)$$

và: $w = \frac{\partial \phi}{\partial z} = kce^{kz} \sin(kx - \sigma t) \quad (3-43)$

Ta thay $k = \sigma^2/g$ và $C = gh/2\sigma$ vào các phát triển trên ta có:

$$u = \sigma \frac{h}{2} e^{kz} \cos(kx - \sigma t) \quad (3-44)$$

$$w = \sigma \frac{h}{2} e^{kz} \sin(kx - \sigma t) \quad (3-45)$$

Vậy: $U = \sqrt{u^2 + w^2} = \sigma \frac{h}{2} e^{kz} \quad (3-46)$

Từ (3-46) cho ta thấy tốc độ chuyển động của các phần tử nước ở đỉnh sóng lớn hơn rất nhiều so với tốc độ chuyển động của các phần tử nước ở đáy sóng. Vì sóng ta đang xét là sóng có biên độ nhỏ cho nên toạ độ z của các phần tử nước thay đổi không lớn lắm, cho nên tốc độ của phần tử nước theo quỹ đạo của mình hầu như không đổi.

Từ biểu thức (3-46) cũng cho thấy tốc độ chuyển động của các phần tử nước giảm rất nhanh theo độ sâu và bằng 0 khi $z = -\infty$.

+ Về quỹ đạo chuyển động của các phần tử nước trong chuyển động sóng ở biển sâu được mô tả như sau:

Từ hệ phương trình (3-44);(3-45) thay $z = z_0$, $x = x_0$ ta được:

$$\frac{dx}{dt} = \sigma \frac{h}{2} e^{kz_0} \cos(kx_0 - \sigma t) \quad (3-47)$$

$$\frac{dz}{dt} = \sigma \frac{h}{2} e^{kz_0} \sin(kx_0 - \sigma t) \quad (3-48)$$

Sau khi lấy tích phân (3-47); (3-48) với giả thiết $c_1 = x_0$, $c_2 = z_0$ ta có:

$$\left. \begin{aligned} x &= x_0 - \frac{h}{2} e^{kz_0} \sin(kx_0 - \sigma t) \\ z &= z_0 - \frac{h}{2} e^{kz_0} \cos(kx_0 - \sigma t) \end{aligned} \right\} \quad (3-49)$$

Cuối cùng ta nhận được phương trình quỹ đạo chuyển động của chất điểm nước trong chuyển động sóng tiến ở biển sâu có dạng đường tròn:

$$(x-x_0)^2 + (z-z_0)^2 = \left(\frac{h}{2} e^{kz_0}\right)^2 \quad (3-50)$$

mà bán kính là: $r = \frac{h}{2} e^{kz_0}$ (3-51)

giảm rất nhanh theo độ sâu theo luật hàm số mũ.

Trên mặt nước tự do $z_0 = 0$

$$r_{\text{mặt nước}} = h/2; \text{ ở độ sâu } z_0 = -\lambda$$

$r_{-\lambda} = h/1070$ còn ở đáy $z = \infty$ thì $r = 0$ nghĩa là các chất điểm nước đứng yên.

C. Sóng tiến ở biển nông ($H = \text{const}$)

Từ phương trình thế vận tốc sóng tiến dạng tổng quát (3-25):

$$\varphi(x, z, t) = (C_1 e^{kz} + C_2 e^{-kz}) \sin(kx - \sigma t) \quad (3-52)$$

Với điều kiện biên ở đáy $W_z = -H = 0$ ta có:

$$W_{z=-H} = \frac{\partial \varphi}{\partial z} \Big|_{z=-H} = k(C_1 e^{kz} - C_2 e^{-kz}) \sin(kx - \sigma t) = 0$$

Từ đó ta nhận được $C_2 = C_1 e^{-2kH}$ thay C_2 vào (3-52) ta có:

$$\begin{aligned} \varphi &= (C_1 e^{kz} + C_1 e^{-2kH} \cdot e^{-kz}) \sin(kx - \sigma t) \\ &= (C_1 e^{kz} e^{-kH} e^{kH} + C_1 e^{-2kH} e^{-kz}) \sin(kx - \sigma t) \\ &= C_1 e^{-kH} [e^{k(z+H)} + e^{-k(z+H)}] \sin(kx - \sigma t) \end{aligned} \quad (3-53)$$

Trong toán học đã biết:

$$e^{k(z+H)} + e^{-k(z+H)} = 2 \operatorname{ch} k(z+H)$$

Vì vậy, phương trình thế vận tốc sóng tiến ở biển nông có dạng như sau:

$$(x, z, t) = C \operatorname{ch} k(z + H) \sin(kx - \sigma t) \quad (3-54)$$

Trong đó $C = 2C_1 e^{-kH}$

+ Phương trình trắc diện sóng tiến ở biển nông có dạng:

$$\zeta = \frac{\sigma C}{g} \operatorname{ch} kH \cos(kx - \sigma t) \quad (3-55)$$

Nếu ta ký hiệu $\frac{\sigma C}{g} \operatorname{ch} kH = \frac{h}{2}$ thì phương trình trắc diện sóng:

$$\zeta = \frac{h}{2} \cos(kx - \sigma t) \quad (3-56)$$

+ Mỗi quan hệ giữa số sóng và tần số sóng được xác lập từ điều kiện biên thứ 2 ở mặt nước tự do, nghĩa là $z = \zeta = 0$.

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z} = -\sigma^2 C \times ch(kH) \sin(kx - \sigma t) - gkC \times sh(kH) \sin(kx - \sigma t) = 0 \quad (3-57)$$

Giản ước hai vế $C \sin(kx - \sigma t)$ ta nhận được:

$$-\sigma^2 ch(kH) + gk sh(kH) = 0$$

$$\sigma^2 = gk \frac{sh(kH)}{ch(kH)} = gk th(kH)$$

Vậy $\sigma = \sqrt{gk \times th(kH)}$ (3-58)

Khi $H \rightarrow \infty$ thì $th(kH) \rightarrow 1$; $\sigma = \sqrt{gk}$ nghĩa là phương trình (3-58) trở lại phương trình (3-30).

+ Khi x và t biến đổi giá trị của $\cos(kx - \sigma t)$ dao động từ -1 đến +1, do đó độ cao trắc diện sóng dao động từ $-h/2$ (dáy sóng) đến $+h/2$ (đỉnh sóng). Khi đó độ cao sóng ở biển nông h sẽ là:

$$h = \frac{2\sigma C}{g} ch(kH) \quad (3-59)$$

$$\text{Trong đó: } k = \frac{2\pi}{\lambda}; \sigma = \frac{2\pi}{T}; h = 2 \frac{2\sigma C}{g} ch\left(\frac{2\pi}{\lambda} H\right)$$

+ Theo phương trình trắc diện sóng:

$$\zeta = \frac{h}{2} \cos(kx - \sigma t) \quad (3-60)$$

Đọc theo phương x tại những vị trí có cùng ζ cách nhau một khoảng được mô tả bằng phương trình như sau:

$$kx_{(\zeta=\text{const})} - \sigma t = 2n\pi + \text{const}$$

Với k và σ cho trước tại những điểm của trắc diện sóng có cùng ζ :

$$kx_{(\zeta=\text{const})} = \frac{\sigma t + 2n\pi + \text{const}}{k} = f(t)$$

Vậy tốc độ truyền sóng theo phương x là:

$$C = \frac{dx}{dt} = \frac{\sigma}{k} = \frac{\sqrt{gk \times th(kH)}}{k} = \sqrt{\frac{g}{k} th(kH)} = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi} th\left(\frac{2\pi}{\lambda} H\right)} \quad (3-61)$$

Và được gọi là phương trình Laplace.

Nếu $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ thì:

$$C = 1,25 \sqrt{\lambda \times h \left(\frac{2\pi}{\lambda} H \right)} \quad (3-61')$$

vì rằng $C = \lambda/\tau$ cho nên chu kỳ sóng τ sẽ là:

$$\tau = \frac{\lambda}{C} = \sqrt{\frac{2\pi}{g} \times \frac{\lambda}{\operatorname{th} \left(\frac{2\pi}{\lambda} H \right)}} \quad (3-62)$$

hoặc:

$$\tau = 0,8 \times \sqrt{\frac{\lambda}{\operatorname{th} \left(\frac{2\pi}{\lambda} H \right)}} \quad (3-62')$$

Trong đó λ và H đo bằng mét.

Từ (3-61) và (3-62) cho thấy khi $H = \text{const}$ (ở biển nông) tốc độ truyền sóng và chu kỳ sóng không chỉ phụ thuộc vào độ dài sóng λ mà còn phụ thuộc vào độ sâu vùng nước.

Khi lớn $\frac{2\pi H}{\lambda} \rightarrow \infty$ thì $\operatorname{th} \left(2\pi \frac{H}{\lambda} \right) \rightarrow 1$ phương trình Laplace trở về phương trình

Airy: $C = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}$

Khi $\frac{2\pi H}{\lambda}$ rất nhỏ (biển rất nông) $\operatorname{th} \left(2\pi \frac{H}{\lambda} \right) \rightarrow 2\pi \frac{H}{\lambda}$ tốc độ truyền sóng ở đây sẽ là:

$$C = \sqrt{gH} \quad (3-63)$$

và được gọi là công thức Lagrange. Công thức này được dùng khi $H/\lambda < 0,04$ còn khi $H/\lambda > 0,03$ thì dùng công thức Airy.

Để có được phương trình mô tả chuyển động của các phân tử nước trong sóng tiến ở biển nông, ta xuất phát từ hệ phương trình sau:

$$\begin{cases} u = \frac{\partial \phi}{\partial x} = kc \times \operatorname{chk}(z+H) \cos(kx - \sigma t) \\ w = \frac{\partial \phi}{\partial z} = kc \times \operatorname{shk}(z+H) \sin(kx - \sigma t) \end{cases} \quad (3-64)$$

Thay $C = \frac{gh}{2\sigma c k H}$ được rút ra từ (3-59) vào hệ phương trình trên $x = x_0, z = z_0$ là vị

trí nghiên cứu ta có:

$$\begin{cases} u = \frac{gkh}{2\sigma} \cdot \frac{\operatorname{ch} k(z_0 + H)}{\operatorname{ch} kH} \cos(kx_0 - \sigma t) \\ w = \frac{gkh}{2\sigma} \cdot \frac{\operatorname{sh} k(z_0 + H)}{\operatorname{ch} kH} \sin(kx_0 - \sigma t) \end{cases} \quad (3-65)$$

Tốc độ tổng hợp của chất điểm nước tại vị trí (x_0, z_0) :

$$\begin{aligned} V &= \sqrt{u^2 + w^2} = \\ &= \frac{gkh}{2\sigma \operatorname{ch} kH} \times \sqrt{\operatorname{ch}^2 k(z_0 + H) \cos^2(kx_0 - \sigma t) + \operatorname{sh}^2 k(z_0 + H) \sin^2(kx_0 - \sigma t)} \end{aligned} \quad (3-66)$$

Ở đáy biển $z = -H$; $W_{z=-H} = 0$

$$V_{z=-H} = U_{z=-H} = \frac{gkh}{2\sigma \operatorname{ch} kH} \cdot \cos(kx_0 - \sigma t) \quad (3-67)$$

Các chất điểm nước chuyển động không đều theo phương ngang có hai lần dừng lại khi $\cos(kx_0 - \sigma t)$ nghĩa là khi $(kx_0 - \sigma t) = \frac{n\pi}{2}$; n là số lẻ. Sau mỗi lần dừng các chất điểm nước chuyển động ngược lại (tốc độ đổi dấu), nghĩa là chúng dao động quanh vị trí cân bằng ở đáy.

Tìm quỹ đạo chuyển động của các chất điểm nước trong chuyển động sóng tiến ở biển nông ta thấy $u = dx/dt$ và $w = dz/dt$ mà:

$$\begin{cases} u = kc \times \operatorname{ch} k(z + H) \cos(kx - \sigma t) \\ w = kc \times \operatorname{sh} k(z + H) \sin(kx - \sigma t) \end{cases} \quad (3-68)$$

Lấy tích phân hai phương trình trên theo t và đặt $C_1 = x_0$, $C_2 = z_0$ ta có:

$$\begin{cases} x - x_0 = -a_0 \times \sin(kx_0 - \sigma t) \\ z - z_0 = b_0 \times \cos(kx_0 - \sigma t) \end{cases}$$

hay:

$$\begin{cases} \frac{x - x_0}{a_0} = -\sin(kx_0 - \sigma t) \\ \frac{z - z_0}{b_0} = \cos(kx_0 - \sigma t) \end{cases} \quad (3-69)$$

Bình phương hai vế của hai phương trình trên rồi cộng vế phải với nhau và vế trái với nhau ta sẽ nhận được phương trình mô tả quỹ đạo chuyển động của phần tử nước có dạng elíp:

$$\left(\frac{x - x_0}{a_0} \right)^2 + \left(\frac{z - z_0}{b_0} \right)^2 = 1 \quad (3-70)$$

Trong đó:

$$a_0 = \frac{h}{2} \times \frac{\operatorname{ch} k(z_0 + H)}{\operatorname{sh} kH} \quad (3-71)$$

$$b_0 = \frac{h}{2} \times \frac{\operatorname{sh} k(z_0 + H)}{\operatorname{sh} kH} \quad (3-72)$$

Các trục a_0 và b_0 của elíp có đặc điểm sau:

- Không phụ thuộc vào x_0 .
- Phụ thuộc vào độ sâu của chất điểm nước.

* Tại mặt nước $z_0 = 0$ thì:

$$\text{Trục ngang là: } a_0 \text{ mặt nước} = \frac{h}{2} \operatorname{cth} kH.$$

$$\text{Trục đứng là: } b_0 \text{ mặt nước} = \frac{h}{2}.$$

* Tại đáy biển $z_0 = -H$ thì:

$$\text{Trục ngang là: } a_0 \text{ đáy} = \frac{\frac{h}{2}}{\operatorname{sh} kH}.$$

$$\text{Trục đứng là: } b_0 \text{ đáy} = 0.$$

Khi phân tích hình dạng elip chuyển động của phân tử nước ở các độ sâu khác nhau cho thấy kích thước của chúng:

- + Khi $H/\lambda = 1$ elip gần tròn và kích thước của nó giảm theo độ sâu.
- + Khi $H/\lambda = 0,1$ thì a_0 và b_0 giảm chậm theo độ sâu.
- + Khi $H/\lambda = 0,01$ thì theo độ sâu a_0 giảm hầu như không đáng kể, còn b_0 giảm rõ hơn, các phân tử nước hầu như cùng chuyển động theo phương ngang.

D. Sóng đứng ở biển sâu ($H = +\infty$)

Sự giao thoa của hai sóng tiến giống nhau nhưng có pha ngược nhau tạo nên sóng đứng.

Ta có phương trình thế vận tốc sóng thuận:

$$\varphi_1 = ce^{kz} \sin(kx - \sigma t) \quad (3-73)$$

và sóng nghịch:

$$\varphi_2 = ce^{kz} \sin(kx + \sigma t) \quad (3-74)$$

Đối với cả hai sóng đó như đã chứng minh ở trên chúng đều thoả mãn các đẳng thức sau:

$$\sigma = \sqrt{gk}; \quad k = \frac{2\pi}{\lambda}; \quad \sigma = \frac{2\pi}{\tau} \text{ và } \pm c = \pm \frac{\sigma}{k}$$

Chúng đều thoả mãn điều kiện Laplace và các điều kiện biên. Vậy hàm thế của sóng đứng ở biển sâu: $\varphi = \varphi_1 + \varphi_2$

$$\begin{aligned}\varphi &= \varphi_1 + \varphi_2 = ce^{kz} [\sin(kx - \sigma t) + \sin(kx + \sigma t)] = 2ce^{kz} \sin kx \cos \sigma t \\ \varphi &= 2ce^{kz} \sin kx \cos \sigma t\end{aligned}\tag{3-75}$$

Từ đây phương trình thế vận tốc sóng đứng ở biển sâu có dạng:

$$\begin{aligned}\zeta &= -\frac{1}{g} \left(\frac{\partial \varphi}{\partial t} \right)_{z=0} \\ \zeta &= 2 \frac{\sigma c}{g} \times \sin(kx) \sin(\sigma t)\end{aligned}$$

Đặt $\frac{2\sigma c}{g} = h$ cuối cùng ta có:

$$\zeta = h \times \sin(kx) \sin(\sigma t)\tag{3-76}$$

Trong đó quy luật biến thiên của độ cao sóng đứng ở biển sâu là:

$$h' = h \sin \sigma t\tag{3-77}$$

Trong phương trình trắc diện sóng các giá trị $\sin(t)$ và $\sin(kx)$ biến đổi từ +1 đến -1. Vì vậy độ cao trắc diện sóng ζ cũng thay đổi từ $+h'$ đến $-h'$ dọc theo trục x. Giá trị h biến thiên theo thời gian từ 0 đến h . Vậy độ cao sóng đứng sẽ bằng hai lần độ cao sóng tiến.

$$h_{\text{đứng}} = 2h_{\text{tiến}}\tag{3-78}$$

Những điểm của trắc diện sóng đứng ζ luôn có $\zeta = 0$ được gọi là nút sóng. Hoành độ những điểm nút sóng được xác định bằng phương trình:

$$\begin{aligned}\sin(kx) &= 0 \text{ vậy } kx = \pm m\pi \\ x_{\text{nút}} &= \pm \frac{m\pi}{k} = \pm \frac{m\pi\lambda}{2\pi} = m \frac{\lambda}{2} \\ x_{\text{nút}} &= m \frac{\lambda}{2}\end{aligned}\tag{3-79}$$

Còn ở những thời điểm khi $\sin(t)$ thì trắc diện sóng $\zeta = h' = \pm h$ được gọi là đỉnh sóng.

Hoành độ của những đỉnh, đáy sóng đứng được xác định như sau: $\sin(kx) = \pm 1$

vậy: $kx = \frac{\pi}{2} \pm m \frac{\pi}{2}$

hay $x_{\text{định. đáy}} = \pm \left(\frac{\lambda}{4} + m \frac{\lambda}{2} \right)$ (3-80)

Sự chuyển động của các chất điểm nước trong sóng đứng ở biển sâu:

a) Tốc độ truyền sóng:

Từ phương trình thế: $\phi = 2ce^{kz} \times \sin(kx)\cos(\sigma t)$ ta có:

$$\left. \begin{aligned} u &= \frac{\partial \phi}{\partial x} = 2kce^{kz} \cos kx \cos \sigma t \\ w &= \frac{\partial \phi}{\partial z} = 2kce^{kz} \sin kx \cos \sigma t \end{aligned} \right\} \quad (3-81)$$

Ta có $C = gh/2\sigma$ và $k = \sigma^2/g$, tốc độ chuyển động của phân tử nước trong sóng đứng biển sâu:

$$V = \sqrt{u^2 + w^2} = \sigma h e^{kz} \cos \sigma t \quad (3-82)$$

là hàm số chỉ phụ thuộc vào t và z , không phụ thuộc vào x .

b) Phương trình quỹ đạo chuyển động của phân tử nước được xác định như sau:

$$\frac{dx}{dt} = u \text{ và } \frac{dz}{dt} = w$$

$$\frac{dx}{dt} = \sigma h c e^{kz} \cos kx \cos \sigma t$$

Do đó:

$$\frac{dz}{dt} = \sigma h c e^{kz} \sin kx \cos \sigma t$$

Lấy tích phân hai phương trình trên theo t và đặt các hằng số tích phân $C_1 = x_0$, $C_2 = z_0$, (x_0, z_0) là tọa độ điểm khảo sát ở trạng thái cân bằng (mặt nước yên tĩnh).

$$\left. \begin{aligned} x &= x_0 + h c e^{kz_0} \cos kx_0 \sin \sigma t \\ z &= z_0 + h c e^{kz_0} \sin kx_0 \sin \sigma t \end{aligned} \right\} \quad (3-83)$$

Ở những điểm cực trị sóng, $\sin kx_0 = \pm 1$ tung độ:

$$z_{\text{định. đáy}} = z_0 + h e^{kz_0} \sin \sigma t \quad (3-84)$$

Từ (3-65) chúng ta nhận được phương trình quỹ đạo chuyển động của chất điểm nước:

$$z - z_0 = (x - x_0) \operatorname{tg} kx_0 \quad (3-85)$$

là đường thẳng với góc lệch so với trục x là kx_0 .

Ở các nút sóng $\operatorname{tg}(kx_0) = \pm \operatorname{tg}(m\pi) = 0$ nghĩa là các phân tử nước dao động theo phương ngang (theo trục x).

Còn ở các cực trị sóng $\operatorname{tg}(kx_0) = \operatorname{tg}\left(\frac{\pi}{2} \pm m\pi\right) = \pm\infty$ nghĩa là các phần tử nước dao động theo phương thẳng đứng.

E. Sóng đứng ở biển nông ($H = \text{const}$)

Như trên ta đã rõ khi hai sóng tiến giống nhau ngược pha nhau mà gặp nhau sẽ tạo nên sóng đứng. Từ hai sóng tiến ở biển nông ngược pha có các hàm thế vận tốc:

Sóng thuận:

$$\varphi_1 = C \operatorname{ch} k(z + H) \sin(kx - \sigma t) \quad (3-86)$$

Sóng nghịch:

$$\varphi_2 = C \operatorname{ch} k(z + H) \sin(kx + \sigma t) \quad (3-87)$$

Ta nhận được phương trình hàm thế vận tốc sóng đứng ở biển nông:

$$\varphi = \varphi_1 + \varphi_2 = 2C \operatorname{ch} k(z + H) \sin(kx) \cos(\sigma t) \quad (3-88)$$

Với phương trình hàm thế vận tốc này chúng ta sẽ lần lượt làm sáng tỏ các đặc trưng sóng.

+ Phương trình trắc diện sóng đứng biển nông:

$$\zeta = -\frac{1}{g} \left[\frac{\partial \varphi}{\partial t} \right]_{z=0}$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} = -2\sigma C \operatorname{ch} k(z + H) \sin(kx) \sin(\sigma t)$$

Vậy: $\zeta = \frac{2\sigma C}{g} \times \operatorname{ch}(kH) \sin(kx) \sin(\sigma t)$

Đặt $\frac{\sigma C}{g} \operatorname{ch} kH = \frac{h}{2}$ thì hàm trắc diện sóng có dạng:

$$\zeta = h \sin(kx) \sin(\sigma t) \quad (3-89)$$

Cũng giống như trắc diện sóng đứng ở biển sâu, trong trường hợp biển nông, độ cao sóng:

$$h_{\text{sóng đứng}} = 2h_{\text{sóng tiến}} \quad (3-90)$$

Hoành độ của các nút sóng và các cực trị sóng đều không đổi.

Tốc độ chuyển động của các phần tử nước là:

$$\left. \begin{aligned} u &= \frac{\partial \varphi}{\partial x} = 2kC \operatorname{ch} k(z + H) \cos(kx) \cos(\sigma t) \\ w &= \frac{\partial \varphi}{\partial z} = 2kC \operatorname{sh} k(z + H) \sin(kx) \cos(\sigma t) \end{aligned} \right\} \quad (3-91)$$

$$V = \sqrt{u^2 + w^2} = 2kC \times \cos(\sigma t) \sqrt{\operatorname{ch}^2 k(z+H) \cos^2(kx) + \operatorname{sh}^2 k(z+H) \sin^2(kx)} \quad (3-92)$$

Để nhận được phương trình quỹ đạo chuyển động của các phần tử nước trong sóng đứng ở biển nông ta có:

$$u = \frac{dx}{dt}; w = \frac{dz}{dt}; 2kC = \frac{\sigma h}{\operatorname{sh} k H} \quad (3-93)$$

Vậy:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dx}{dt} &= \sigma h \frac{\operatorname{ch} k(z+H)}{\operatorname{sh} k H} \cos(kx) \cos(\sigma t) \\ \frac{dz}{dt} &= \sigma h \frac{\operatorname{sh} k(z+H)}{\operatorname{sh} k H} \sin(kx) \cos(\sigma t) \end{aligned} \right\} \quad (3-94)$$

Sau khi lấy tích phân hai phương trình trên theo t và đặt các hằng số tích phân $C_1 = x_0; C_2 = z_0$ ta nhận được:

$$\left. \begin{aligned} x - x_0 &= h \frac{\operatorname{ch} k(z_0 + H)}{\operatorname{sh} k H} \cos(kx_0) \sin(\sigma t) \\ z - z_0 &= h \frac{\operatorname{sh} k(z_0 + H)}{\operatorname{sh} k H} \sin(kx_0) \sin(\sigma t) \end{aligned} \right\} \quad (3-95)$$

đặt:

$$\begin{aligned} h \frac{\operatorname{ch} k(z_0 + H)}{\operatorname{sh} k H} &= 2a_0 \\ h \frac{\operatorname{sh} k(z_0 + H)}{\operatorname{sh} k H} &= 2b_0 \end{aligned}$$

Ta nhận được:

$$\left. \begin{aligned} x - x_0 &= 2a_0 \cos(kx_0) \sin(\sigma t) \\ z - z_0 &= 2b_0 \sin(kx_0) \sin(\sigma t) \end{aligned} \right\} \quad (3-96)$$

Chia phương trình dưới cho phương trình trên của hệ (3-96) ta được:

$$z - z_0 = (x - x_0) \frac{b_0}{a_0} \operatorname{tg} kx_0 \quad (3-97)$$

Hay: $z - z_0 = (x - x_0) \operatorname{th} k(z_0 + H) \operatorname{tg} kx_0 \quad (3-98)$

Cũng như đối với sóng đứng ở biển sâu, biển nông quỹ đạo chuyển động của các phần tử nước là đường thẳng nghiêng với trục x một góc kx_0 . Ở các điểm nút sóng chất điểm nước dao động theo phương ngang còn ở đỉnh và đáy sóng theo đường thẳng.

Nhìn chung những lý thuyết sóng đơn giản thường dựa trên những giả thiết sau:

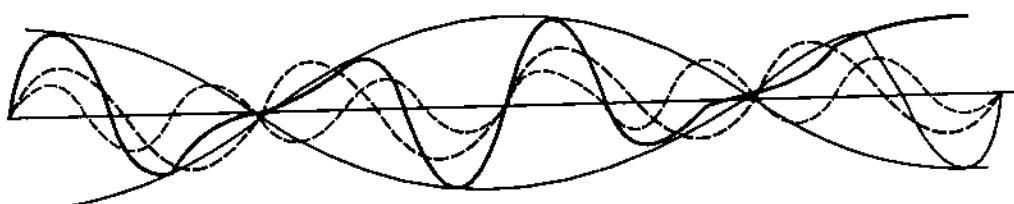
- Nước biển là chất lỏng đồng nhất không bị nén $\rho = \text{const.}$

- Không xét sức căng mặt ngoài.
- Không xét lực Coriolis.
- Áp suất trên mặt thoảng (tự do) đều bằng nhau.
- Nước biển là chất lỏng lý tưởng không nhớt.
- Sóng đơn không chịu tác động tương hỗ với các chuyển động khác của nước.
- Đáy biển nằm ngang, cố định, không thấm điều đó tạo nên tốc độ chuyển động của phần tử nước theo phương thẳng đứng bằng 0.
- Biên độ của sóng nhỏ và hình dạng sóng bất biến theo thời gian và không gian.
- Sóng là sóng hai chiều.

Ba giả thiết đầu có thể chấp nhận được đối với hầu hết các bài toán của kỹ thuật duyên hải.

3.3. TỐC ĐỘ NHÓM SÓNG

Lý thuyết sóng biển khảo sát trên là ứng với những hệ sóng đơn giản có độ cao, chu kỳ và bước sóng giống nhau trong toàn bộ không gian. Trong tự nhiên ta không bao giờ quan sát thấy được hệ sóng như vậy mà nó là tổng hoà của rất nhiều sóng đơn giản hình sin có chu kỳ, độ cao và hướng truyền sóng khác nhau. Kết quả của sự giao thoa giữa các sóng tạo nên con sóng mới. Tốc độ chuyển động của con sóng mới này phụ thuộc vào sóng thành phần nhưng không trùng với tốc độ của sóng thành phần, và được gọi là tốc độ nhóm sóng (hình 3-2).



Hình 3-3. Tốc độ nhóm sóng

Nếu ở vùng biển sâu ta có hai sóng giao thoa mà tốc độ pha của chúng là C_1 và C_2 thì tốc độ nhóm của chúng sẽ được xác định như sau:

$$C_n = \frac{C_1 \times C_2}{C_1 + C_2} \quad (3-99)$$

Khi chu kỳ của hai sóng biển sâu giao thoa gần bằng nhau, ta có thể lấy $C_1 \approx C_2 \approx C$ từ đó ta có công thức tính tốc độ nhóm sóng của chúng như sau:

$$C_n = \frac{C \times C}{C + C} = \frac{C^2}{2 \times C} = \frac{C}{2} \quad (3-100)$$

Đối với vùng nước nông tốc độ nhóm sóng còn phụ thuộc vào tỷ số giữa độ sâu vùng nước H với bước sóng λ ($\alpha = 2\pi \times \frac{H}{\lambda}$) lúc này tốc độ nhóm sóng sẽ là:

$$C_n = \frac{C}{2} \times \left[1 + \frac{2\alpha}{\operatorname{sh}(2\alpha)} \right] \quad (3-101)$$

Rõ ràng khi $\frac{H}{\lambda} \rightarrow \infty$ thì (3-101) tiến tới (3-100), còn khi $\frac{H}{\lambda} \rightarrow 0$ thì $\operatorname{sh}(2\alpha) \rightarrow 2\alpha$, khi đó tốc độ nhóm sóng được tính như là:

$$C_n = \frac{C}{2} \times \left[1 + \frac{2\alpha}{2\alpha} \right] = C \quad (3-102)$$

Lúc này tốc độ nhóm sóng bằng tốc độ pha của sóng thành phần.

Tốc độ nhóm sóng là loại tốc độ đặc trưng mang năng lượng sóng theo phương truyền sóng.

3.4. NĂNG LƯỢNG SÓNG

Năng lượng của các chất điểm nước trong chuyển động sóng là bao gồm động năng khi nó chuyển động theo quỹ đạo và thế năng do thay đổi độ cao so với mặt nước yên tĩnh. Ta giả thiết trong chuyển động sóng ở đây nước không thấm qua đáy, sóng ở đây là sóng hai chiều.

3.4.1. Phương trình động năng sóng

Từ phương trình động năng trong cơ học chất lỏng ta có thể viết:

$$E_d = \frac{1}{2} \rho \iint_S \left[\left(\frac{\partial \phi}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right)^2 \right] dx dz \quad (3-103)$$

Trong đó: S - diện tích được giới hạn bởi trắc diện sóng, hai đường thẳng đứng song song và đáy.

Theo định lý Green tích phân theo diện tích S (hình 3.3) có thể biến đổi thành tích phân theo đường vòng L bao quanh diện tích đó.

$$\iint_S \left[\left(\frac{\partial \phi}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right)^2 \right] dx dz = \oint_L \phi \frac{\partial \phi}{\partial n} dL \quad (3-104)$$

Trong đó: $\frac{\partial \phi}{\partial n}$ là đạo hàm theo pháp tuyến với đường L.

Theo tính chất của tích phân đường ta có thể viết tích phân theo đường L bằng tổng tích phân của các đoạn L_1, L_2, L_3 và L_4 : ($L = L_1 + L_2 + L_3 + L_4$). Như trên ta đã giả thiết

rằng, nước không thấm qua đáy sóng cho nên $\frac{\partial \phi}{\partial n} = 0$ đối với đoạn đường đáy biển L_3

Mặt khác khi đoạn đường L_3 rất nhỏ thì tổng tích phân theo L_2 và L_4 sẽ xấp xỉ bằng 0 vì pháp tuyến của chúng ngược nhau và giá trị xấp xỉ nhau. Cuối cùng, tích phân theo đường vòng (3-104) trở thành tích phân theo đường trắc diện sóng L_1 . Nếu chúng ta xét trong phạm vi giới hạn một bước sóng λ và sóng xét là sóng có biên độ nhỏ nên độ dốc sóng cũng nhỏ và đạo hàm theo pháp tuyến của $\frac{\partial \phi}{\partial n}$ theo đường mặt nước có thể thay thế bằng đạo hàm theo trục z , và tích phân theo trục ox , vì rằng $dL \approx dx$. Từ đó phương trình động năng của sóng (3-103) được xác định như sau:

$$E_d = \frac{1}{2} \rho \int_0^\lambda \phi \frac{\partial \phi}{\partial z} dx \quad (3-105)$$

Thay biểu thức đầy đủ của hàm thế vận tốc vào (3-105) và cho rằng trên mặt nước tĩnh $z = 0$ sau khi lấy tích phân biểu thức (3-105) ta nhận được phương trình tính động năng của sóng có dạng sau:

$$E_d = \frac{1}{4} \rho \times g \times a^2 \times \lambda \quad (3-106)$$

3.4.2. Phương trình thế năng

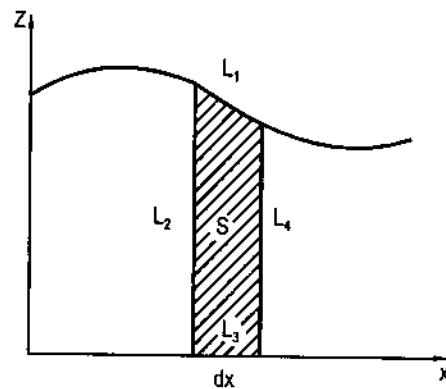
Thế năng của một nguyên tố nước có chiều dài dx và chiều cao so với mặt nước yên tĩnh ζ là:

$$dE_t = \rho dx \int_0^\lambda z dz = \frac{\rho \cdot g}{2} \zeta^2 dx \quad (3-107)$$

Thế năng của chất điểm nước trong chuyển động sóng trong giới hạn độ dài bước sóng λ như sau:

$$E_t = \frac{\rho g}{4} \int_0^\lambda \zeta^2 dx \quad (3-108)$$

Ta thay phương trình trắc diện sóng $\zeta = a \cos(kx - \sigma t)$ vào phương trình (3-108) rồi lấy tích phân ta được:



Hình 3-3.

$$E_d = \frac{1}{4} \times \rho \times g \times a^2 \times \lambda \quad (3-109)$$

Đến đây ta thấy động năng và thế năng của các chất điểm nước trong chuyển động sóng ở bất kỳ thời điểm nào cũng có giá trị bằng nhau.

3.4.3. Năng lượng toàn phần của chất điểm nước

$$E = E_d + E_t$$

$$E = \frac{\rho g}{4} a^2 \lambda + \frac{\rho g}{4} a^2 \lambda = \frac{\rho g}{2} a^2 \lambda \quad (3-110)$$

Nếu ta thay biến độ sóng $a = h/2$; trong đó h - độ cao sóng và $\rho g = \gamma$ là tỷ trọng của nước vào phương trình trên ta nhận được:

$$E = \frac{\gamma}{8} h^2 \lambda \quad (3-111)$$

Trong tính toán thực tế người ta thường sử dụng công thức tính năng lượng trên một đơn vị độ dài sóng:

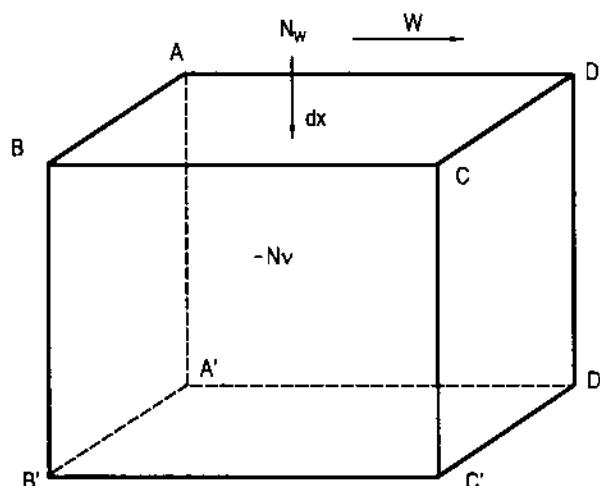
$$E = \frac{\gamma}{8} h^2 \quad (3-112)$$

Như vậy, năng lượng của chất điểm nước trong chuyển động sóng phụ thuộc vào độ cao sóng, độ dài sóng. Biểu thức này thường dùng cho sóng hai chiều.

3.5. PHƯƠNG TRÌNH CÂN BẰNG NĂNG LƯỢNG SÓNG GIÓ

Sóng gió ở bất kỳ điều kiện truyền bá nào, ở nước sâu hay nước nông, trong giai đoạn nào của quá trình hình thành sóng... là dạng truyền cơ năng từ gió. Từ nguyên lý cân bằng năng lượng trong một cột phần tử nước của chuyển động sóng (hình 3-4) ta có công của ngoại lực trừ đi công của nội lực chống lại sẽ là năng lượng của cột nước đó.

Sử dụng nguyên lý chung đó của bất kỳ hệ cơ học nào, chúng ta có thể biểu diễn sự cân bằng năng lượng sóng dưới tác dụng của gió.



Hình 3-4. Cân bằng năng lượng sóng

Nếu sóng chúng ta xét là sóng hai chiều, với một cột thể tích chất lỏng như hình trên ta có thiết diện ABB'A' nằm vuông góc với phương truyền sóng. Hướng truyền sóng là ox. Giả thiết biên dưới là độ sâu không có sóng. Khoảng cách BC = dx là đại lượng khá nhỏ. Khi đó sự biến đổi năng lượng trung bình của cột nước đó trong một đơn vị thời gian sẽ là $\frac{\partial \bar{E}}{\partial t} dx$. Độ biến đổi năng lượng sóng đó có thể xác định bằng thiết lập phương trình cân bằng năng lượng sóng gió theo V.M. Makaviev (1937).

Năng lượng sóng đi qua mặt cắt ABB'A' trong đơn vị thời gian là Eu_e , trong đó u_e là tốc độ mang năng lượng có giá trị bằng tốc độ nhóm sóng. Năng lượng ra khỏi mặt cắt CDD'C' là $Eu_e + \frac{\partial}{\partial x}(Eu_e) dx$. Năng lượng từ gió đi vào mặt ABCD trong một đơn vị thời gian là $N_w dx = N_p dx + N_t dx$; trong đó N_p là năng lượng truyền do áp suất pháp tuyến của gió trên một đơn vị diện tích; N_t là năng lượng do ứng suất tiếp tuyến của gió. Cuối cùng là $N_v dx$ là phần năng lượng mất đi (tán xạ) do độ nhớt rối và chuyển thành nhiệt năng; N_v là năng lượng mất đi trên một đơn vị diện tích.

Như vậy, trong một đơn vị thời gian, lượng biến đổi toàn phần năng lượng trung bình trên một đơn vị thể tích sẽ là:

$$\begin{aligned} Eu_e - \left[Eu_e + \frac{\partial}{\partial x}(Eu_e) dx \right] + N_p dx + N_t dx - N_v dx &= \\ = \left[-\frac{\partial}{\partial x}(Eu_e) + N_p + N_t - N_v \right] dx \end{aligned} \quad (3-113)$$

Cân bằng hai biểu thức biến đổi năng lượng trong một đơn vị thời gian và rút gọn dx, cuối cùng ta nhận được phương trình cân bằng năng lượng sóng gió như sau:

$$\begin{aligned} \frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(Eu_e) &= N_p + N_t - N_v \\ \text{hay} \quad \frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(Eu_e) &= N_w - N_v \end{aligned} \quad (3-114)$$

đối với sóng ổn định $\frac{\partial E}{\partial t} = 0$, ta được:

$$\frac{\partial}{\partial x}(Eu_e) = N_w - N_v \quad (3-115)$$

Mặt khác năng lượng E trong cột nước có đáy bằng một đơn vị đã được xác định:

$$E = (\rho \times g \times a^2)/2 \quad (3-116)$$

Trong đó: a - biên độ sóng, tốc độ mang năng lượng $u_e = C/2$, C - tốc độ pha.

3.6. QUÁ TRÌNH HÌNH THÀNH SÓNG DO GIÓ

Quá trình này chia thành 4 giai đoạn:

3.6.1. Giai đoạn phát sinh

Đây là giai đoạn đầu tiên của quá trình hình thành sóng do gió. Việc nghiên cứu sự cung cấp năng lượng của gió cho sóng cho đến nay vẫn chưa có lý thuyết nào hoàn hảo song có một số quan điểm cho rằng:

Theo quan điểm động lực học (L.Kenwin và V.V.Suleykin) cho rằng không khí là một trạng thái chất lỏng nhưng không đồng nhất với nước biển về mật độ và tốc độ chuyển động. Từ đó trên bề mặt tiếp xúc giữa hai môi chất chuyển động khác nhau xuất hiện một dạng chuyển động, chuyển động này phát sinh ra sóng.

Một số người khác như H.Jeffreys, V.M.Makaviev... cho rằng gió phải thổi với tốc độ nhất định nào đó thì phát sinh ra sự chênh lệch về áp lực và trên bề mặt tiếp xúc đó xuất hiện áp lực tiếp tuyến, lúc đó có khả năng sinh ra sóng.

Dựa vào sức căng mặt ngoài và trọng lực, L.Kenwin tìm ra tốc độ gió $W = 6-7 \text{ m/s}$ phát sinh ra sóng, trong thực tế không phải như vậy vì nó tương đương với gió cấp 3-4.

Dựa vào áp lực tiếp tuyến và trọng lực, H.Jeffreys tính ra tốc độ gió $W = 4,8 \text{ m/s}$.

Dựa vào kết quả quan trắc thực tế, năm 1949 G.Neumann đã đo được $W = 0,695 \text{ m/s}$.

Ngày nay với thiết bị đo đặc hiện đại, đã đo được $W = 0,25 \text{ m/s}$ mặt nước đã hình thành sóng.

Mọi người đều thừa nhận rằng năng lượng mà gió cung cấp cho sóng phụ thuộc vào sự chênh lệch áp lực của gió đối với sườn đón gió và sườn khuất gió. Ngoài ra còn phụ thuộc vào trọng lực và sức căng mặt ngoài.

Những sóng ban đầu kích thước rất nhỏ, độ cao chỉ vài milimét, chiều dài vài centimét. Nếu gió tiếp tục thổi năng lượng của gió truyền cho sóng tiếp tục tăng, sóng lớn dần lên.

3.6.2. Giai đoạn sóng phát triển

Khi gió thổi tới một tốc độ nhất định, năng lượng của gió truyền cho sóng nhiều hơn sóng ban đầu (sóng mao dẫu hay còn gọi là sóng sức căng mặt ngoài: vì lực tác động chủ yếu là lực tiếp tuyến của gió). Theo tài liệu quan trắc độ cao sóng $h = 0,02 \text{ cm}$, $\lambda = 1,7 \div 1,8 \text{ cm}$, $C = 23,1 \div 23,5 \text{ m/s}$. Sóng tuy rất nhỏ nhưng cũng đủ để làm cho mặt nước gồ ghề. Bề mặt tiếp xúc có diện tích tăng, nên có khả năng tiếp nhận năng lượng của gió ngày một nhiều hơn. Nhưng do độ nhớt của nước biển làm tắt dần một số chuyển động của nước biển nên một số lượng con sóng bị tiêu diệt, năng lượng của nó chuyển sang con sóng khác tạo nên những con sóng lớn hơn.

Theo B.Đ.Zaicov, khi gió chuyển động với tốc độ $W = 1 \div 2$ m/s gọi là sóng trọng lực, lúc này lực tác dụng lên sóng chủ yếu là trọng lực và lực tiếp tuyến. Sóng này còn khá nhỏ, theo kết quả nghiên cứu thì độ cao sóng chỉ đạt 0,49 cm, chiều dài sóng $\lambda = 5$ cm.

Nếu như gió tiếp tục thổi với tốc độ ngày càng lớn, năng lượng của gió truyền cho sóng ngày càng nhiều, sóng lớn dần lên thành sóng cả. Sóng này trở nên không cân đối, ngọn sóng tương đối nhọn nghiêng về phương truyền sóng. Sườn đón gió thoải và dài, sườn khuất gió ngắn và dốc. Vì áp lực tiếp tuyến giữa hai phía không đều. Khi sườn đón gió đạt độ dài xác định thì trên bề mặt lại hình thành sóng mao dẫn mới gọi là sóng thứ sinh, sóng ban đầu là nguyên sinh. Sóng này có thể bị triệt tiêu nhưng cũng có thể cộng hưởng thành sóng dài. Số lượng sóng có thể là $4 \div 5$ con. Độ dài sườn đón gió càng lớn thì số lượng sóng thứ sinh càng nhiều. Các con sóng này hợp thành hệ sóng.

Đặc điểm của gió là cường độ và hướng luôn thay đổi nên sóng 2 chiều rất dễ trở thành sóng 3 chiều.

3.6.3. Giai đoạn sóng ổn định

Xét tỷ số $C/W = 0,3 - 0,4 : h/\lambda = 1/10 - 1/15$ là sóng phát triển. Khi gió thổi liên tục với tốc độ không đổi trong khoảng thời gian dài thì sóng dần chuyển đến giai đoạn ổn định. Lúc này sóng dần trở lại sóng 2 chiều cân đối.

Khảo sát giai đoạn ổn định, khi $C/W = 0,7 - 0,8$, hình dạng sóng tương đối thoải, năng lượng của gió cung cấp cho sóng lúc này cân bằng năng lượng của sóng bị tiêu hao năng lượng này chỉ để duy trì sự tồn tại của sóng.

Năng lượng tiêu hao một phần vào việc giữ cho độ cao sóng không bị giảm, một phần thắng lực ma sát và trọng lực. Chiều dài và tốc độ sóng phát triển nhưng giai đoạn này không tồn tại lâu, tùy theo thời gian gió thổi ổn định.

Nếu vận tốc gió tăng thì sóng thay đổi, nhưng nếu gió yếu thì sóng yếu dần.

3.6.4. Giai đoạn triệt tiêu

Khi gió thổi yếu năng lượng của gió cung cấp không đủ để duy trì sóng, lại do tác dụng của trọng lực, ma sát và sức cản mặt ngoài nên độ cao sóng giảm nhanh. Khi gió ngừng thổi, sóng không tắt ngay mà vẫn tiếp tục dao động dưới tác dụng của lực quán tính. Thời gian dao động ngắn hay dài thuộc vào kích thước của sóng.

Kích thước của sóng thể hiện năng lượng mà gió cung cấp cho sóng nhiều hay ít. Sóng càng lớn thì thời gian duy trì càng dài. Lúc này sóng chuyển từ sóng cưỡng bức sang sóng tự do. Hình dạng, kích thước sóng dần trở nên cân đối, sóng thoải dần, độ cao giảm, chiều dài và tốc độ truyền sóng tăng nhanh, sóng chuyển thành sóng lừng, đây là sóng tự do, chuyển động không theo hướng gió thổi. Sóng lừng bị triệt tiêu khi năng lượng gió cung cấp cho sóng tiêu hao hết.

Tóm lại: Quá trình hình thành sóng do gió là quá trình truyền năng lượng từ gió cho sóng. Do vậy, để tính toán các đặc trưng của sóng, căn cứ vào cơ chế cung cấp năng lượng của gió. Các công thức tính các yếu tố sóng phụ thuộc vào tốc độ gió, thời gian gió thổi, đà sóng.

3.7. CÁC PHƯƠNG PHÁP TÍNH SÓNG GIÓ

Tất cả các phương pháp tính toán các yếu tố sóng trong thực tế dù trực tiếp hay gián tiếp đều dựa vào các luận điểm cơ bản của quan điểm về cơ chế truyền năng lượng của gió cho nước.

Theo quan niệm này thì các yếu tố sóng phụ thuộc vào tốc độ gió thổi (w), thời gian tác động của gió (t) và chiều dài đà sóng (x). Chiều dài đà sóng là khoảng cách gió thổi trên biển khi hướng gió thay đổi không quá $\pm 22,5^\circ$.

a) Phương pháp thực nghiệm

Cho đến nay có khá nhiều các hệ thức thực nghiệm về mối quan hệ giữa các yếu tố sóng với tính toán tốc độ gió thổi, thời gian tác động của nó và chiều dài đà sóng. Trong số các hệ thức đó phần lớn đều chưa chỉ ra được sóng có mức đảm bảo là bao nhiêu, và phải xác định tốc độ gió ở độ cao bao nhiêu so với mặt nước biển, ngay cả chỉ rõ điều kiện xác lập các quan hệ này. Nếu xét các điều kiện trên cho thấy các công thức của L. F. Titop là hơn cả và đã được chọn dùng làm cơ sở cho cuốn “Hướng dẫn dự tính sóng biển”:

Các công thức L.F. Titop nhận được năm 1969 có dạng như sau:

$$\bar{h} = 0,0152 \times w^2 \times \bar{\beta}^{1,5} \quad (3-117)$$

$$\bar{h} = 0,029 \times w^{0,5} \times \bar{\tau}^{1,5} \quad (3-118)$$

$$\bar{\tau} = 0,457 \times w^{0,4} \times x^{0,3} \quad (3-119)$$

$$\bar{\tau} = 0,512 \times w^{0,65} \times t^{0,35} \quad (3-120)$$

$$\bar{\delta} = \frac{\bar{h}}{\bar{\lambda}} = \frac{0,023}{\beta^{0,5}} \quad (3-121)$$

Trong đó: x - đà sóng (km); w - tốc độ gió (m/s) đo được ở độ cao 6÷10m so với mặt nước; t - thời gian sóng phát triển; $\beta = \frac{C}{w}$ với giá trị giới hạn bằng 1. Khi $\beta = 1$

$$h_{giới hạn} = 0,0152 \times w^2$$

$$\tau_{giới hạn} = 0,64 \times w$$

$$\delta_{giới hạn} = 0,023$$

$$x_{\text{giới hạn}} \approx 3,0 \times w^2$$

$$t_{\text{giới hạn}} \approx 19 \times w$$

Việc chuyển các yếu tố sóng sang tần suất khác dễ dàng thực hiện nhờ hệ thống các hàm phân bố không thứ nguyên của các yếu tố sóng.

Trên cơ sở các công thức trên L.F.Titop đã xác định được độ cao lớn nhất của sóng ứng với các tốc độ gió, thời gian gió thổi và đà sóng khác nhau như bảng (3-1):

Bảng 3-1. Bảng xác định chiều cao lớn nhất của sóng

Sức gió (cấp)	Tốc độ (m/s)	x (Đà sóng)		Thời gian gió thổi	Độ cao sóng		λ_{tb} Bước sóng trung bình	t_{tb} Chu kỳ trung bình	Tỷ số $h_{3\%}$ λ_{tb}	Cấp sóng
		km	hải lý		h_{tb} (m)	$h_{3\%}$ (m)				
4	6	108	197	11,3	0,55	1,16	23	3,8	1/20	III
5	9	243	445	17,0	1,23	2,60	52	5,8	1/20	V
6	11	363	680	20,8	1,84	3,90	76	7,0	1/20	VI
7	14	588	1070	26,4	2,98	6,30	124	8,9	1/20	VII
8	17	867	1580	32,1	4,39	9,30	185	10,9	1/20	VIII
9	20	1200	2200	37,8	6,08	12,9	256	12,8	1/20	IX
10	23	1587	2900	43,5	8,05	17,0	337	14,7	1/20	IX
11	27	2183	3980	51,0	11,20	23,6	462	17,2	1/20	IX
12	30	2700	4900	56,7	13,70	29,0	575	19,2	1/20	IX

b) Phương pháp năng lượng

Cơ sở của phương pháp này là giải phương trình cân bằng năng lượng sóng:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (E u_e) = N_w - N_v \quad (3-122)$$

Đại biểu cho những người tính sóng theo phương pháp này là V.M. Makaviev, A.P. Braslapski, Iu. V. Krulov và V.V. Suleykin.

c) Phương pháp phổ sóng

Lý thuyết phổ sóng thực chất là áp dụng thành tựu của lý thuyết quá trình ngẫu nhiên của toán học vào nghiên cứu các quá trình động của sóng. Lý thuyết này giả thiết sóng thực được coi là tổng của một số các sóng phẳng hình sin với biên độ, tần số, phương truyền sóng khác nhau và pha ngẫu nhiên. Mỗi sóng nguyên tố có một năng lượng xác định truyền đi trên một đơn vị mặt biển và phụ thuộc vào tần số (chu kỳ) sóng.

Năng lượng của những sóng nguyên tố với tần số từ ω đến $\omega+d\omega$ sẽ là $e(\omega) d\omega$. Từ phương trình năng lượng sóng ta có mối liên hệ giữa năng lượng sóng với độ cao sóng:

$$a = h/2 = (2E/\rho g)^{1/2} \quad (3-123)$$

Trong đó : a là biên độ sóng và ρ là mật độ nước.

Thay năng lượng sóng E bằng giá trị $e(\omega) d\omega$ ta nhận được:

$$a = (2 \times e(\omega) \times d\omega / \rho g)^{1/2} \quad (3-124)$$

với ký hiệu: $(2 \times e(\omega) / \rho g)^{1/2} = A(\omega)$ cuối cùng ta có:

$$a^2 = A^2(\omega) \times d\omega \quad (3-125)$$

Hàm số $A^2(\omega)$ đặc trưng cho sự phân bố năng lượng sóng theo tần số của chúng và được gọi là phổ năng lượng tần số sóng. Từ biểu thức trên ta thấy rằng thứ nguyên của phổ $A^2(\omega)$ là cm^2/s .

Năng lượng tổng cộng của sóng thực E_t được xác định bằng tích phân của năng lượng các sóng nguyên tố trên toàn bộ dải tần từ 0 đến ∞ :

$$E_t = \int_0^\infty A^2(\omega) d\omega \quad (3-126)$$

Phổ năng lượng khác nhau đối với một hệ sóng cụ thể khác nhau, vì rằng các hệ sóng phụ thuộc vào tốc độ gió, thời gian tác động của gió và chiều dài của dà sóng. Đối với sóng ổn định thì thời gian tác động của gió và chiều dài dà sóng là ít thay đổi cho nên tác động chủ yếu đến các yếu tố sóng là tốc độ gió thôi.

Theo thí nghiệm của V. Paixor, G.Neuman, R.Jeimxor xác định hàm mật độ phổ năng lượng sóng với tốc độ gió 20m/s, 15m/s và 10m/s.

Khi tốc độ gió 10m/s giá trị của năng lượng sóng không lớn chiếm dải tần số từ 0,083 đến $0,3 \text{ s}^{-1}$ tương ứng với chu kỳ từ 12 đến 3s. Cực đại của phổ năng lượng tập trung ở tần số $0,124 \text{ s}^{-1}$ nghĩa là ở chu kỳ 8,1s.

Khi tốc độ gió tăng thì phổ năng lượng cũng tăng theo, dải tần phổ năng lượng rộng hơn và lệch về tần số nhỏ nghĩa là về phía chu kỳ lớn. Với tốc độ gió 15m/s phổ năng lượng lớn nhất ở gần khu vực tần số $0,0826 \text{ s}^{-1}$ hay chu kỳ bằng 12,1s, còn với tốc độ gió 20m/s thì vị trí này lệch đến tần số $0,0625 \text{ s}^{-1}$ hay chu kỳ 16,0s.

Tần số ứng với năng lượng lớn nhất có thể mô tả bằng biểu thức sau:

$$\omega_{\max} = 2,476/w \quad (3-127)$$

Việc xác định sự phụ thuộc của phổ năng lượng sóng ổn định vào tốc độ gió là nhiệm vụ hàng đầu của lý thuyết phổ.

Trong thực tế xác định các yếu tố sóng, thì phương pháp phổ được xem là có nhiều triển vọng nhất. Nội dung của phương pháp này là thiết lập mối quan hệ giữa các yếu tố sóng với năng lượng của chúng. Để đặc trưng năng lượng của một tổ hợp sóng cho trước người ta sử dụng khái niệm phổ cộng tích để biểu diễn giá trị tích phân của các sóng nguyên tố trong dải tần số cho trước. Những phổ như vậy được tính đối với các giá trị khác nhau của tốc độ gió, thời gian gió thổi, chiều dài đà gió. Giữa phổ cộng tích E_c với các yếu tố sóng có độ đảm bảo cho trước tồn tại mối liên hệ xác định. Thí dụ như:

$$h_{tb} = 1,77 E_c^{1/2} \quad (3-128)$$

Đối với sóng ổn định, mối liên hệ giữa E_c và tốc độ gió w tính bằng nút (hải lý/giờ):

$$E_c = 0,242(w/10)^5 \quad (3-129)$$

Để xác định chu kỳ của sóng ổn định có thể sử dụng hệ thức thực nghiệm:

$$\tau_{tb} = 0,285w \quad (3-130)$$

Đối với bước sóng trung bình:

$$\lambda_{tb} = 3,41 \tau_{tb}^2 \quad (3-131)$$

Để tính các yếu tố sóng không ổn định cần đưa thêm một số toán đồ được xây dựng trên các mối quan hệ thực nghiệm.

Xác định các yếu tố sóng gió theo toán đồ

Vào những năm 60 của thế kỷ này một nhóm chuyên gia do Iu.M.Krullov đứng đầu đã đưa ra một phương pháp tính toán các tham số sóng dựa trên cơ sở phân tích rất tỉ mỉ các tài liệu quan trắc thực tế và lý thuyết phổ sóng.

Trong trường hợp đơn giản nhất của sự hình thành sóng, các tác giả đã nhận được các quan hệ thực nghiệm của các đặc trưng thống kê sóng: độ cao trung bình sóng, chu kỳ sóng với các yếu tố cơ bản tạo sóng như: tốc độ gió, thời gian gió thổi, đà sóng và độ sâu vùng nước trong chuyển động của sóng ổn định và không ổn định ở vùng nước sâu và nước nông. Dựa trên các quan hệ này và cơ sở lý thuyết một toán đồ tính sóng đã được đưa ra để xác định các tham số của sóng gió (hình 3-5).

Để thuận tiện cho việc tính toán trên toán đồ các tác giả đã lấy trục tung t_w/w_{10} cùng với trục hoành x/w_{10}^2 . Nếu giá trị t_w/w_{10} nằm bên trái giá trị x/w_{10}^2 thì sóng thuộc loại không ổn định, thì tính toán tiến hành theo thời gian gió thổi t_w sử dụng đường cong trên; Với giá trị t_w/w_{10} tìm theo thang thẳng đứng bên trái được $\frac{\bar{h}}{w_{10}^2}$ và theo thang thẳng đứng bên phải được $\frac{\bar{\tau}}{w_{10}}$ và $\frac{\bar{\lambda}}{w_{10}^2}$; ở đây $\bar{\lambda}$ đối với nước sâu được tính theo công thức

đứng bên phải được $\frac{\bar{\tau}}{w_{10}}$ và $\frac{\bar{\lambda}}{w_{10}^2}$; ở đây $\bar{\lambda}$ đối với nước sâu được tính theo công thức

sau: $\bar{\lambda} = \frac{g\tau^2}{2\pi}$. Nếu giá trị $\frac{t_w}{w_{10}^2}$ nằm bên phải giá trị $\frac{x}{w_{10}^2}$ thì sóng thuộc loại ổn định khi

đó tính toán tiến hành theo đà gió x và sử dụng cũng chính đường cong trên.

Đối với trường hợp vùng nước nông $H < \lambda / 2$ với đáy nằm ngang theo toán đồ trên những yếu tố sóng được thực hiện theo quan hệ:

$$\frac{\bar{h}}{w_{10}^2} = f\left(\frac{x}{w_{10}^2}; \frac{H}{w_{10}^2}\right) \quad (3-132)$$

tạo thành những họ đường cong ứng với những giá trị khác nhau của $\frac{H}{w_{10}^2}$. Đoạn nằm

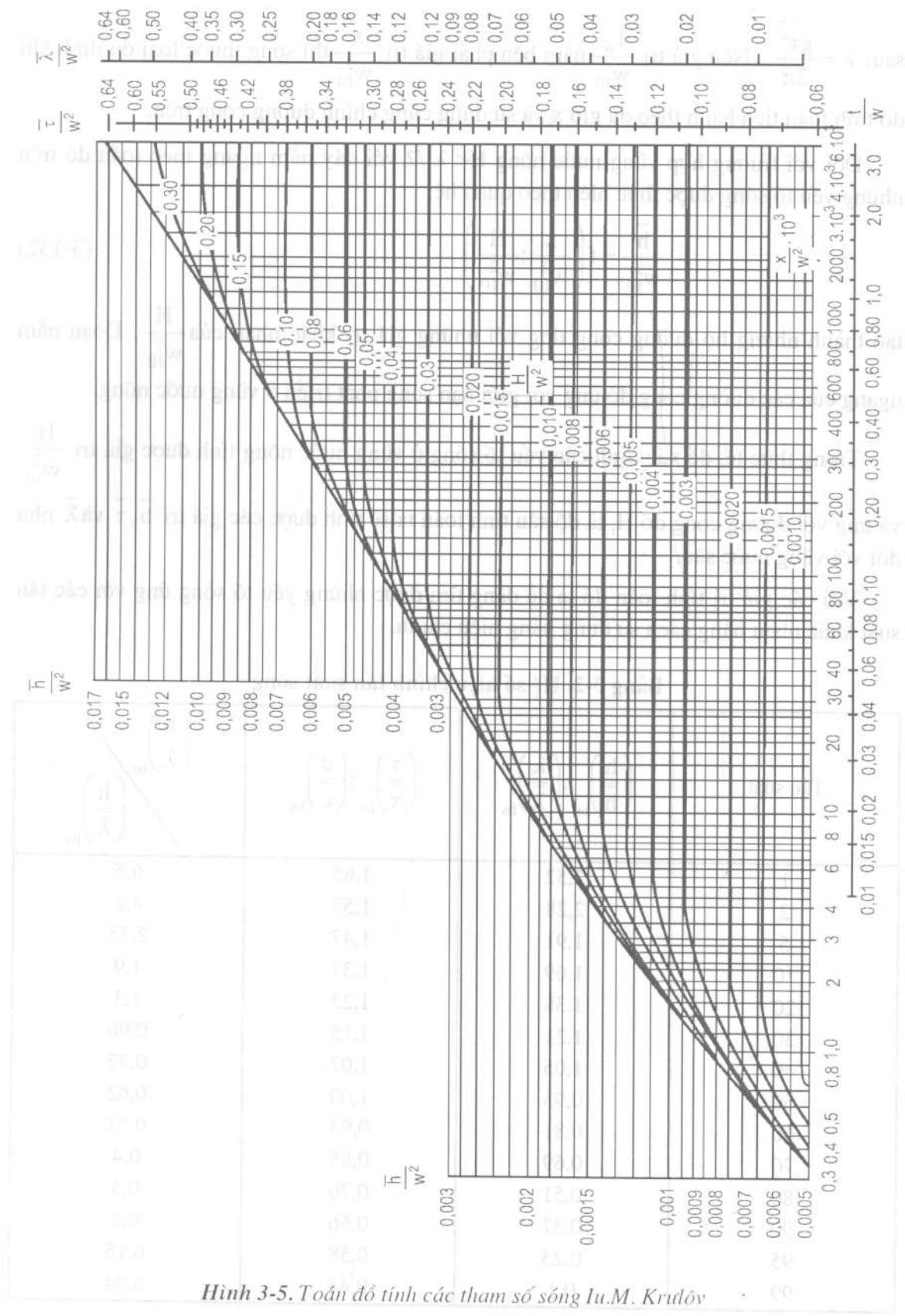
ngang của các đường cong đó ứng với giới hạn sóng phát triển ở vùng nước nông.

Trong thực tế, để xác định các yếu tố sóng ở vùng nước nông tính được giá trị $\frac{H_i}{w_{10}^2}$ và ứng với đường cong đó H_i là độ sâu tính toán ta sẽ tính được các giá trị \bar{h} , $\bar{\tau}$ và $\bar{\lambda}$ như đối với vùng nước sâu.

Với các giá trị tính toán đó ta dễ dàng tìm được những yếu tố sóng ứng với các tần suất khác nhau bằng cách sử dụng bảng hiệu chỉnh.

Bảng 3-2. Hệ số hiệu chỉnh tần suất sóng

Tần suất	$\left(\frac{\bar{h}}{h}\right)_{bs}; \left(\frac{\bar{\lambda}}{\lambda}\right)_{bs}$	$\left(\frac{\bar{\tau}}{\tau}\right)_{bs}; \left(\frac{\bar{c}}{c}\right)_{bs}$	$\left(\frac{h}{\lambda}\right)_{bs}$
1	2,52	1,65	6,5
2	2,28	1,57	4,8
5	1,91	1,47	2,75
10	1,69	1,37	1,9
20	1,38	1,23	1,3
30	1,21	1,15	0,96
40	1,05	1,07	0,77
50	0,93	1,00	0,62
60	0,81	0,93	0,51
70	0,69	0,85	0,4
80	0,51	0,76	0,3
90	0,37	0,66	0,2
95	0,23	0,58	0,15
99	0,1	0,44	0,04



Hình 3-5. Toán đồ tính các tham số sóng Iu.M. Krul'ov

Xác định các tham số sóng theo phương pháp N.A. Labzovski

Sóng chỉ phát triển được ở những khu vực nước có chiều dài gió thổi (đà gió) đủ lớn tác giả gọi là đà gió giới hạn D_o . Chiều dài đà gió mà sóng phát triển và lan truyền gọi là đà gió tương đối.

Xuất phát từ phương trình cân bằng năng lượng sóng gió của V.M. Makkaviev sau khi chấp nhận một loạt các giả thiết N.A. Labzovski nhận được công thức tính các đặc trưng sóng cho vùng nước sâu như sau:

Bảng 3-3. Xác định các yếu tố sóng gió vùng nước sâu

Các yếu tố sóng giới hạn	3,1 5,1	40,0 7,9	5,7 7,6	90,4 11,9	8,4 10,1	160 15,8	12,6 12,6	250 19,8	18,0 15,2	360,9 23,8
Đà sóng giới hạn D_o (km)		231		422		631		937		1350
Độ dốc sóng (ε)		1/13		1/16		1/19		1/20		1/20
Tốc độ gió W (m/s)		10		15		20		25		30

Chiều dài đà gió D (km)	h_o τ_o	λ_o C_o								
1	0,40 1,30	2,64 2,03	0,54 1,68	4,40 2,63	0,68 2,02	6,36 3,15	0,84 2,29	8,16 3,58	0,96 2,52	9,90 3,94
2	0,55 1,54	3,72 2,42	0,74 2,00	6,22 3,20	0,93 2,40	9,00 3,75	1,12 2,59	11,52 4,05	1,35 2,99	13,99 4,67
4	0,75 1,84	5,26 2,86	1,04 2,38	8,80 3,72	1,28 2,85	12,72 4,46	1,58 3,23	16,25 5,05	1,86 3,56	19,80 5,56
6	0,89 2,03	6,45 3,17	1,26 2,63	10,80 4,10	1,56 3,17	15,68 4,95	1,90 3,58	19,95 5,59	2,27 3,95	24,24 6,17
8	0,99 2,18	7,45 3,02	1,41 2,84	12,48 4,43	1,75 3,40	18,02 5,31	2,16 3,85	23,06 6,01	2,61 4,24	27,94 6,62
10	1,07 2,31	8,32 3,61	1,53 2,98	13,95 4,66	1,84 3,52	19,20 5,48	2,38 4,06	25,75 6,35	2,85 4,48	31,30 7,00
15	1,21 2,58	10,4 4,03	1,78 3,30	17,05 5,15	2,26 3,98	24,67 6,22	2,76 4,50	31,59 7,05	3,39 4,96	38,30 7,75
20	1,2 2,7	11,3 4,2	1,9 3,6	19,7 5,6	2,5 4,3	28,5 6,7	3,2 4,8	36,5 7,6	3,8 5,3	44,2 8,3
40	1,5 3,3	16,6 5,1	2,3 5,2	27,8 6,6	3,1 5,2	41,4 8,0	3,9 5,7	51,5 9,0	4,8 6,3	62,5 9,9
60	1,7 3,6	20,4 5,6	2,6 4,7	34,1 7,3	3,4 5,6	49,3 8,8	4,4 6,4	63,2 9,9	5,4 7,0	76,6 10,9
80	1,9 3,9	23,6 6,1	2,8 5,0	39,4 7,8	3,6 6,0	57,0 9,4	4,6 6,8	72,4 10,6	5,9 7,5	88,5 11,8
100	2,1 4,1	26,3 6,4	2,9 5,3	44,0 8,3	3,8 6,4	63,8 10,0	4,9 7,2	81,4 11,3	6,2 8,0	99,0 12,4
120	2,2 4,3	28,8 6,7	3,1 5,6	48,4 8,7	4,0 6,7	69,7 10,4	5,2 7,6	89,2 11,8	6,4 8,3	108,2 13,0

$$h_o = 0,073 \times K \times W \times \sqrt{D \times \varepsilon} \quad (3-133)$$

$$\lambda_o = 0,073 \times W \times \sqrt{\frac{D}{\varepsilon}} \quad (3-134)$$

Trong đó:

$$\varepsilon = \frac{1}{9 + 19 \times \exp(-14/W)} \quad (3-135)$$

$$K = 1 + \exp(-0,4D/W) \quad (3-136)$$

$$D_o = 30 \times W^2 \times \varepsilon, \text{ (km)} \quad (3-137)$$

$$\tau_o = 0,8\sqrt{\lambda_o} \quad (3-138)$$

$$C_o = 1,25\sqrt{\lambda_o} \quad (3-139)$$

Trong đó: h_o , λ_o - độ cao và chiều dài sóng ở vùng nước sâu đo bằng mét; W - tốc độ gió đo ở độ cao 10m so với mặt nước đơn vị đo là m/s; D - đà gió đo trên bản đồ đơn vị là km; D_o - đà gió giới hạn (km); ε - độ dốc sóng; K - hệ số xét đến cường suất phát triển sóng ở đầu đà gió; τ_o và C_o - chu kỳ và tốc độ sóng ở vùng nước sâu (m/s).

Trong tính toán chấp nhận giá trị nhỏ trong số các giá trị tính theo công thức (3-137) theo các đà gió D_o và đà gió đo được trên bản đồ D .

Để nhanh chóng xác định các tham số sóng theo các công thức từ (3-133) đến (3-139) N.A. Labzovski đã cung cấp một bảng tính sẵn.

Khi đã biết được độ cao sóng và chiều dài sóng ở vùng nước sâu ta có thể xác định được các giá trị độ cao và chiều dài sóng ở vùng nước nông theo biểu thức sau:

$$h = \beta \times h_o \text{ (m)} \quad (3-140)$$

$$\lambda = \alpha \times \lambda_o \text{ (m)} \quad (3-141)$$

Các hệ số α và β phụ thuộc vào tỷ số giữa độ sâu nước ở điểm quan tâm với chiều dài sóng ở vùng nước sâu: H/λ_o , tác giả đã đưa ra bảng tính xác định mối quan hệ đó (bảng 3-4).

Bảng 3-4. Bảng xác định hệ số hiệu chỉnh sóng nước nông

H/λ_o	α	β									
0,01	0,119	0,251	0,10	0,435	0,564	0,28	0,740	0,767	0,65	0,918	0,918
0,02	0,161	0,306	0,12	0,485	0,596	0,30	0,765	0,780	0,70	0,930	0,930
0,03	0,200	0,352	0,14	0,540	0,635	0,35	0,796	0,810	0,75	0,942	0,942
0,04	0,238	0,394	0,16	0,582	0,662	0,40	0,723	0,832	0,80	0,956	0,956
0,05	0,275	0,428	0,18	0,617	0,685	0,45	0,850	0,854	0,85	0,967	0,967
0,06	0,310	0,462	0,20	0,652	0,703	0,50	0,866	0,871	0,90	0,980	0,980
0,07	0,343	0,493	0,22	0,679	0,726	0,55	0,890	0,890	0,95	0,990	0,990
0,08	0,378	0,519	0,24	0,703	0,736	0,60	0,904	0,904	1,000	1,000	1,000
0,09	0,406	0,542	0,26	0,724	0,753						

3.8. SÓNG VEN BỜ

Ngoài khơi của đại dương, theo lý thuyết sóng ở biển sâu thì dao động sóng chỉ truyền được xuống đến một độ sâu nào đó thôi. Độ sâu này chỉ bằng độ dài bước sóng (λ), còn xuống sâu nữa thì hầu như không còn dao động sóng nữa và sóng ở đây không còn chịu sự ảnh hưởng của đáy biển. Khi sóng truyền vào gần bờ, do độ sâu nước giảm, ảnh hưởng của ma sát đáy ngày một mạnh hơn làm cho hình dạng và kích thước của sóng thay đổi. Chính sự biến đổi này tạo nên nhiều hiện tượng, quá trình phức tạp phản ánh mối tương tác của động lực sóng đến đường bờ và các công trình thuỷ. Nhìn chung sóng có xu hướng phá huỷ (bào mòn, xói lở...) và san bằng bờ biển.

3.8.1. Sự biến dạng sóng ở vùng nước nông ven bờ

Khi sóng tiến vào bờ tới vùng có độ sâu $H \leq 0,5\lambda$ các yếu tố sóng bắt đầu thay đổi mạnh, nhất là về độ cao và độ dài do ảnh hưởng của ma sát đáy biển. Nếu ở độ sâu vùng nước ban đầu là H_0 ta có tốc độ sóng là C_0 , độ dài sóng là λ_0 , chu kỳ sóng là τ_0 thì khi sóng vào đến độ sâu H thì các đặc trưng sóng sẽ là C , λ , và τ .

Từ nghiên cứu lý thuyết trên ta có các hệ thức mô tả mối quan hệ giữa các đặc trưng sóng như sau:

$$\tau = \frac{\lambda}{C} \text{ và } \tau_0 = \frac{\lambda_0}{C_0} \quad (3-142)$$

Mặt khác theo công thức tính tốc độ sóng ở vùng nước nông của Lagrange:

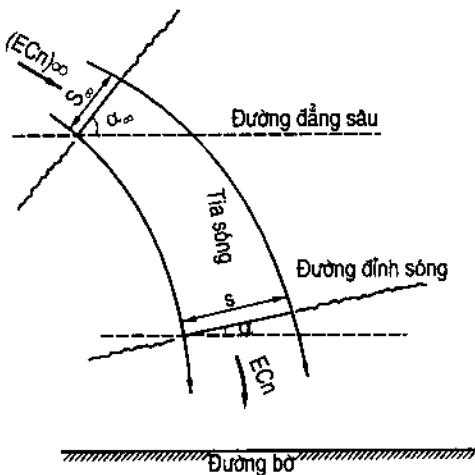
$$C_0 = \sqrt{gH_0} \text{ và } C = \sqrt{gH} \quad (3-143)$$

Trong nghiên cứu sóng người ta thấy chu kỳ sóng là đặc trưng biến đổi rất ít khi độ sâu vùng nước thay đổi cho nên ta có đẳng thức sau:

$$\tau = \tau_0 \quad (3-144)$$

Từ đó rút ra:

$$\frac{\lambda_0}{\sqrt{gH_0}} = \frac{\lambda}{\sqrt{gH}} \quad (3-145)$$



Hình 3-6. Sơ đồ sóng tiến vào vùng nước nông ven bờ (P.D. Komar 1998)

Hay dưới dạng $\frac{\lambda}{\lambda_o} = \sqrt{\frac{H}{H_o}}$ (3-146)

Như vậy, độ dài sóng giảm khi độ sâu vùng nước giảm.

Khi sóng truyền vào vùng nước nông theo định luật bảo toàn năng lượng cho nên ta có $E = E_o$. Nếu ta ký hiệu ở vùng nước sâu H_o độ cao sóng là h_o , độ dài bước sóng là λ_o và chiều dài tuyến sóng là L_o thì khi sóng truyền vào bờ đến độ sâu H ta có phương trình mô tả năng lượng của sóng như sau:

$$E_o = \frac{1}{8} \rho \times g \times h_o \times L_o \times \lambda_o \text{ và } E = \frac{1}{8} \rho \times g \times h \times L \times \lambda \quad (3-147)$$

Từ đó ta có quan hệ các yếu tố sóng ở các độ sâu khác nhau như sau:

$$h_o^2 \times L_o \times \lambda_o = h^2 \times L \times \lambda$$

Hay $\frac{h^2}{h_o^2} = \frac{L_o}{L} \times \frac{\lambda_o}{\lambda}$ (3-148)

* Nếu chiều dài tuyến sóng không đổi ($L = L_o$) thì

$$\frac{h^2}{h_o^2} = \frac{\lambda_o}{\lambda} \quad (3-149)$$

* Ta thay $\frac{\lambda}{\lambda_o} = \sqrt{\frac{H}{H_o}}$ vào phương trình (3-148) sẽ nhận được:

$$\frac{h^2}{h_o^2} = \sqrt{\frac{H_o}{H}} \times \frac{L_o}{L} \quad (3-150)$$

Như vậy, độ cao sóng (h) tăng khi độ sâu (H) của biển giảm.

Khi $L \neq L_o$ độ dài tuyến sóng giảm thì độ cao sóng cũng tăng.

Những hiện tượng trên ta có thể quan sát thấy khi sóng tiến từ ngoài khơi vào trong vịnh.

Người ta tính toán rằng, khi độ rộng của vịnh giảm một lần thì độ cao sóng tăng lên 1,6 lần. Khi độ sâu giảm một lần thì độ cao sóng tăng lên 1,2 lần. Do đó, ở vùng biển nông sóng cũng không đồng đều về độ lớn.

Càng tiến vào gần bờ, độ sâu đáy biển càng giảm, tới độ sâu bằng độ cao của sóng thì các chất diềm nước ở bên dưới bị ma sát mạnh bởi đáy biển nên cũng chuyển động chậm lại, còn các chất diềm nước ở bên trên vẫn chuyển động theo tốc độ cũ, kết quả là đỉnh sóng xô về phía trước, trở nên không ổn định rất dễ vỡ - hiện tượng sóng bạc đầu.

Các con sóng lồng mang năng lượng lớn khi tiến vào bờ, gấp đáy biển nồng sóng dốc dần vì độ cao tăng và độ dài giảm nên sóng càng mất ổn định và sinh ra hiện tượng sóng nhảy vọt.

Sơ đồ trắc diện (profil) biến dạng của sóng ở vùng nước nông ven bờ (theo V.V. Suleikin) được mô tả như hình (3-7).

Đối với các bờ biển thoái và rộng (bãi cát), sóng tiến vào đây tạo nên hiện tượng sóng vỗ bờ. Sóng tràn lên bãi cát rồi rút nhanh gọi là sóng tràn. Nếu sóng xô vào các vách đá dựng đứng tạo nên hiện tượng sóng dập. Sóng này có tác dụng xâm thực bờ rất mạnh. Trên đường vào bờ sóng gặp các chướng ngại (các mỏm đá ngầm) có thể phát sinh ra sóng gợn...

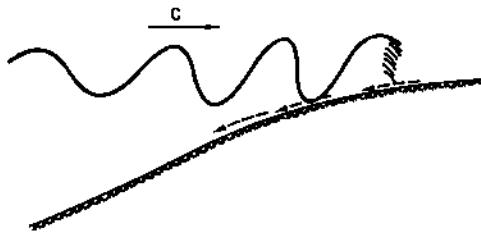
Từ những tính chất trên cho thấy hiện tượng sóng ở vùng nước nông không chỉ phản ánh các yếu tố khí tượng mà còn thể hiện khá rõ đặc tính của địa hình đáy biển vùng này.

3.8.2. Sự khúc xạ sóng

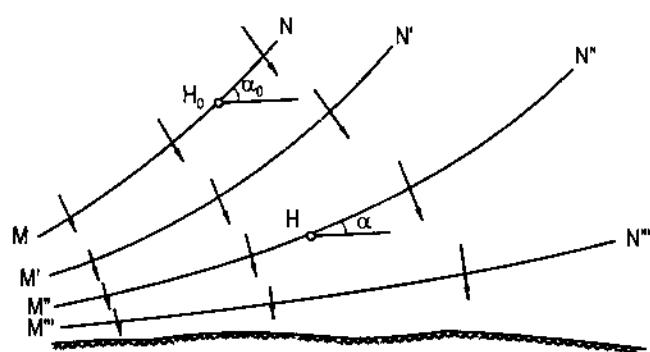
Khi quan sát sóng ven biển ta dễ dàng nhận thấy rằng khi ở xa bờ sóng có phức tạp đến mấy đi chăng nữa khi tiến vào vùng nước nông ven bờ cũng phải trật tự hơn: các đường đỉnh sóng dần trở nên song song với nhau và khi tới bờ thì song song với bờ. Nghĩa là, càng tiến vào gần bờ, sóng có xu thế đổi hướng sao cho khi đến bờ thì thẳng góc với bờ. Hiện tượng này gọi là hiện tượng khúc xạ sóng.

Hiện tượng khúc xạ sóng được minh họa bằng hình (3-8).

Hiện tượng khúc xạ sóng được giải thích như sau: Trong vùng nước nông, sóng có tính chất như sóng dài, tốc độ của nó phụ thuộc vào độ sâu vùng nước và được xác định bằng công thức: $C = \sqrt{gH}$. Các đoạn front sóng ở gần bờ chuyển động chậm hơn so với các đoạn xa bờ. Vì thế các front bị quay dần hướng về vị trí song song với đường bờ. Vì vậy sự khúc xạ sóng có thể xác định được dễ dàng nếu ta biết góc đo giữa hướng sóng (tuyến sóng) và pháp tuyến của đường đẳng sâu và các yếu tố sóng như: tốc độ, chiều dài, chu kỳ sóng... và nhất là những đặc điểm địa hình của đáy biển.



Hình 3-7. Sự biến dạng sóng khi vào vùng nước nông.



Hình 3-8. Hiện tượng khúc xạ sóng

Theo V.V. Suleikin (1935), nếu ở độ sâu H , góc α giữa front sóng và đường song song với bờ phụ thuộc vào góc α_0 tương ứng ở độ sâu H_0 ngoài khơi, chu kỳ sóng là τ , thì mối quan hệ giữa chúng có dạng:

$$\sin \alpha = n \times \sin \alpha_0 \quad (3-151)$$

Trong đó n là hệ số khúc xạ của môi trường. Hệ số này có thể xác định theo tốc độ sóng:

$$n = C_0/C \quad (3-152)$$

Ở đây: C - tốc độ pha của sóng ở điểm nghiên cứu, C_0 - tốc độ pha của sóng ở vùng nước sâu xa bờ.

Ta biết rằng ở vùng nước sâu theo phương trình Airy ta có :

$$C_0 = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}$$

và quan hệ giữa tốc độ truyền sóng với chu kỳ sóng:

$$C_0 = \frac{g}{2\pi} \tau$$

Mặt khác $\lambda_0 = C_0 \tau$.

Ở vùng nước nông ta có:

$$C = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \operatorname{th} 2\pi \frac{H}{\lambda}$$

Gọi góc: $\alpha = 2\pi \frac{H}{\lambda}$

$$\frac{C}{\tau} = \frac{g}{2\pi} \operatorname{th} \alpha$$

Suy ra: $\frac{H}{C\tau} = \frac{\alpha}{2\pi}$

Cuối cùng ta nhận được:

$$\frac{H}{\tau^2} = \frac{g}{4\pi^2} \alpha \times \operatorname{th} \alpha$$

Đặt $H/\tau^2 = n$.

V.V.Suleikin đã xác định mối quan hệ giữa hệ số khúc xạ n với η có dạng hyperbol tiệm cận với trục n và đường thẳng $n = 1$.

$$n = 1 + \frac{m}{\eta}$$

hay: $n = 1 + \frac{m \times \tau^2}{H}$

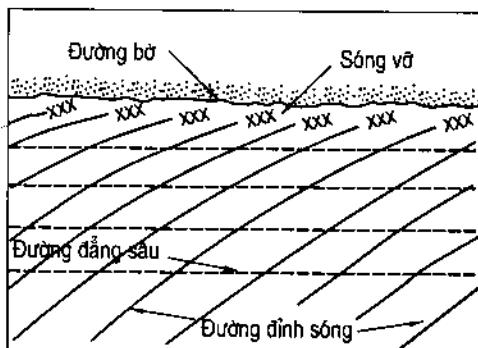
Trong đó $m = 0,05$, vậy:

$$\sin \alpha = \frac{1 + \frac{0,05 \times \tau^2}{H_o}}{1 + \frac{0,05 \times \tau^2}{H}} \times \sin \tau_o \quad (3-153)$$

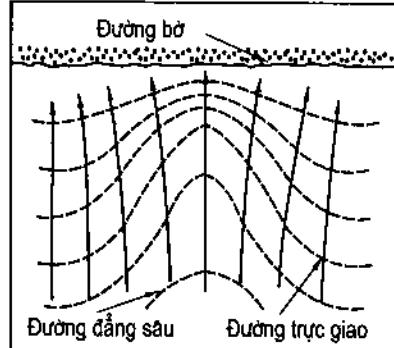
Ở ngoài khơi, độ sâu lớn hơn nửa bước sóng ta có thể lấy $H = \infty$ khi đó:

$$\sin \alpha = \frac{H}{H + 0,05 \times \tau^2} \times \sin \tau_o \quad (3-154)$$

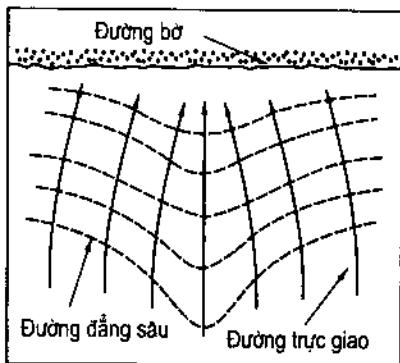
Nguyên nhân của hiện tượng khúc xạ sóng là do độ sâu giảm dần, mật độ năng lượng sóng tăng lên (mật độ năng lượng sóng ở đây được hiểu là năng lượng truyền qua một đơn vị diện tích trong một đơn vị thời gian).



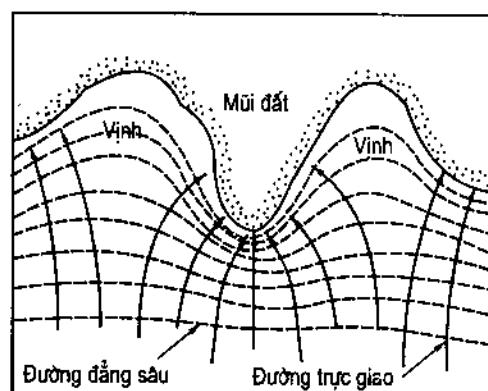
Hình 3-9a. Đường bờ thẳng và các đường đẳng sâu song song với bờ



Hình 3-9b. Phân kỳ sóng



Hình 3-9c. Hội tụ sóng



Hình 3-9d. Đường bờ và các đường đẳng sâu không theo quy luật

Khi sóng tiến vào bờ, gặp phải các mũi đất nhô ra biển, các cầu kè bảo vệ cảng... do hiện tượng khúc xạ mà hướng sóng lệch dần theo hình nan quạt rồi dập thẳng góc với bờ, chiều dài sóng càng lớn thì tác dụng khúc xạ càng mạnh. Khi gặp các đường bờ biển khúc khuỷu do khúc xạ sẽ tạo nên hiện tượng hội tụ sóng ở các mũi đất nhô ra biển và hiện tượng phân kỳ ở những bờ lõm (xem các hình 3.9a, b, c, d). Do sự tập trung năng lượng sóng vào những nơi có hội tụ sóng và phân tán năng lượng ở những nơi phân kỳ sóng mà sóng có xu thế phá huỷ bờ cũng như tích tụ bùn cát, bờ biển có xu thế san bằng.

Hiện tượng khúc xạ sóng thể hiện rất rõ khi sóng gặp các đảo ở ngoài khơi. Phía trước đảo sóng dập thẳng góc còn vùng khuất sau đảo do sự gắp gỡ của hai sóng giống hệt nhau nhưng ngược chiều tạo nên vùng lặng sóng, hay sóng khá đều đặn như những ô bàn cờ. Vùng lặng sóng lớn hay nhỏ là tuỳ theo kích thước của đảo.

Việc tính toán xác định các yếu tố sóng, ngoài phương pháp tinh bày trên ngày nay trong thực tế ứng dụng ta có thể ứng dụng các phần mềm rất thuận lợi cho các nhà thiết kế. Chúng tôi xin giới thiệu phần mềm CRESSwin của IHE-Delft Hà Lan để tham khảo (xem phần phụ lục). CRESS là chữ cái đầu của 5 từ tiếng Anh: Coastal and River Engineering Support System – hệ thống trợ giúp kỹ thuật sông biển.

3.9. TÍNH TOÁN SÓNG LEO TRÊN MÁI DỐC

Độ cao các công trình thuỷ có mái dốc như đê, đập... ở vùng cửa sông ven biển có ảnh hưởng của thuỷ triều thường được xác định như sau:

$$Z_p = H_{maxp} + h_{lp} + \Delta h + a \quad (3-155)$$

Ở đây:

H_{maxp} - mực nước đỉnh triều ứng với tần suất thiết kế p;

h_{lp} - độ cao sóng leo trên mái dốc ứng với tần suất p;

Δh - độ cao nước dâng do áp lực của sóng;

a - độ cao an toàn của công trình chống nước tràn qua đỉnh.

Rõ ràng độ cao sóng leo trên mái dốc của công trình có ý nghĩa rất quan trọng trong xác định độ cao công trình.

Sóng leo trên mái dốc phản ánh sự tương tác giữa hai dòng nước dồn lên mái dốc và chảy theo mái dốc xuống của con sóng trước đã tràn lên. Nó phụ thuộc rất nhiều vào năng lượng những con sóng truyền vào công trình và đặc tính bề mặt mái dốc công trình. Nghĩa là độ cao sóng leo phụ thuộc vào độ cao sóng (h), độ dài sóng (λ), hướng truyền sóng vào bờ (β), độ nhám của bề mặt mái dốc, độ dốc của mái dốc công trình (α), độ nhám của mái dốc ...

Việc nghiên cứu xác định độ cao sóng leo trên mái dốc của các công trình thuỷ lợi chủ yếu được phát triển từ những năm 30 của thế kỷ này. Đáng chú ý nhất là kết quả

nghiên cứu trong phòng thí nghiệm của N.N. Drunkovski (năm 1936) đã đưa đến công thức tính độ cao sóng leo như sau:

$$h_l = 3,2 \times k_n \times h \times \operatorname{tg}\alpha \quad (3-156)$$

Trong đó:

h - độ cao sóng trước mái dốc công trình;

k_n - hệ số nhám mái dốc, nếu mái dốc là mặt nhẵn phẳng $k_n = 1,0$, nếu mái dốc phẳng lát đá $k_n = 0,77$;

α - là góc nghiêng của mái dốc.

Công thức này được dùng trong điều kiện của mái dốc có hệ số $m = \operatorname{ctg}\alpha = 1/4$ và độ dốc sóng $\lambda/h = 7$.

Năm 1947, B.A. Puskin cũng đã thí nghiệm với mái dốc $m = 1/6$ và độ dốc sóng $\lambda/h = 10/20$ và đã ra công thức tính độ cao sóng leo:

$$h_l = \frac{0,565}{\sqrt{n}} h \times \operatorname{tg}\alpha \quad (3-157)$$

Ở đây hệ số nhám n lấy theo Ganlili-Kuter.

Cả hai công thức này đều cho kết quả tính lớn hơn so với độ cao bình quân quan trắc được từ 10 đến 20%.

Tổng kết các công trình nghiên cứu về sóng leo trên mái dốc, năm 1960 Ủy ban sóng của Liên Xô (cũ) đã đưa vào Quy phạm “Tính toán tác động của sóng lên các công trình thuỷ vùng cửa sông ven biển”- CH-92-60 công thức xác định độ cao sóng leo trên mái dốc có dạng:

$$h_l = 2 \times k_n \times h \times (\lambda/h)^{1/3} \times \operatorname{tg}\alpha \quad (3-158)$$

Công thức này dùng trong điều kiện hệ số mái dốc m từ $1,5 \div 5,0$

Đối với mái dốc đứng ($90^\circ > \alpha > 45^\circ$) Quy phạm quy định tính theo công thức:

$$h_l = \frac{h}{\sqrt{1+m^2}} + h_o \left(3 - \frac{\alpha}{45} \right) \quad (3-159)$$

Trong đó:

$$h_o = \frac{\pi h^2}{\lambda} \operatorname{ctg} \left(\frac{2\pi H}{\lambda} \right)$$

Năm 1961, A.S. Ôphiserov đề nghị sửa lại hệ số 2 trong (3-158) bằng 1,9.

Sau đó là một loạt các công trình nghiên cứu sóng leo trên mái dốc ra đời đến năm 1963, dựa trên cơ sở các kết quả nghiên cứu ở Liên Xô (cũ) và trên thế giới G.F. Krasnozon và

A.G. Sidonova đã đề xuất phương pháp tính độ cao sóng leo cho mái dốc có dạng bất kỳ, phương pháp này đã được chấp nhận dùng trong Quy phạm Liên Xô (cũ) CH 288-64. Độ cao sóng leo được tính theo công thức sau:

$$h_{lp} = k_{\Delta} \times k_n \times h_{lo} \times h \quad (3-160)$$

Trong đó:

k_{Δ} - hệ số nhám cấu trúc.

k_n - hệ số thẩm mái dốc.

h_{lo} - độ cao sóng leo tương đối trên mái dốc chữ nhật phẳng không thẩm được xác định bằng các biểu đồ phụ thuộc vào mái dốc và độ dốc sóng vùng nước sâu hay ở độ sâu $H = 2h$.

Với mái dốc phức tạp được tính bằng tính thử dần. Ngoài ra còn đưa vào hệ số điều chỉnh mái dốc.

Với mái dốc $m \geq 3$ mối quan hệ $h_l = f(h, \lambda/h, m)$ có thể mô tả dưới dạng:

$$h_l = 1,35h_s \left(\frac{\lambda_s}{h_s} \right)^{0,46} \operatorname{tg}\alpha \quad (3-161)$$

$$h_l = 0,9h \left(\frac{\lambda}{h} \right)^{0,6} \operatorname{tg}\alpha \quad (3-162)$$

Trong đó chỉ số s - ứng với vùng nước sâu ngoài công trình.

Các kết quả nghiên cứu trên chỉ tính toán cho trường hợp sóng ổn định. Song trong thực tế thì sóng không ổn định là phổ biến. Năm 1969 từ tổng kết các kết quả nghiên cứu sóng leo trên mái dốc ở Liên Xô (cũ), Mỹ, Hà Lan, Nhật Bản ... V.S. Saitan và I.Ia Andreitruk đã xem xét tính bất ổn định trong độ cao sóng leo và đưa vào các hệ số điều chỉnh: k_p - hiệu chỉnh tần suất, k_w - hiệu chỉnh tốc độ gió, k_c - hiệu chỉnh phổ sóng, k_{β} - hệ số hiệu chỉnh hướng truyền sóng tới công trình.

Năm 1975, G.F. Krasnozon đã đi đến kết luận sử dụng công thức:

$$h_{lp} = k_{\Delta} \times k_n \times k_p \times k_c \times k_w \times k_{\beta} \times h_{lo} \times h_p \quad (3-163)$$

để tính độ cao sóng leo cho sóng không ổn định.

Ở nước ta, để tính độ cao sóng leo trên mái dốc các công trình thuỷ lợi Quy phạm của Bộ Thuỷ lợi QP.TL.C -I-78 đã sử dụng công thức (9), với $h_p = h_{lp}$. Cách tính này chủ yếu lấy theo Quy phạm CH 288-64 của Liên Xô (cũ).

Các hệ số hiệu chỉnh trên được xác định theo các bảng tính sẵn.

Từ những công thức tính toán sóng leo trên, sau khi kiểm chứng cho thấy:

Công thức của Druzinovski chưa xét đến ảnh hưởng độ dài sóng λ hay nói một cách khác là chưa xét được đầy đủ năng lượng sóng truyền vào công trình mái dốc. Chưa xét được tính bất định của sóng tác động vào công trình. Kết quả tính ra so với công thức tính trong Quy phạm CH-92-60 của Liên Xô cũ nhỏ hơn 16%.

Công thức tính theo QP-64 thì độ cao sóng leo tính ra cho thấy: đối với sóng nước nông nhỏ hơn so với kết quả tính theo Quy phạm CH-92-60 của Liên Xô cũ là 24% và đối với vùng nước sâu nhỏ hơn 14%.

Khi mặt mái dốc là phẳng, nhẵn và không thấm thì khi $\lambda = 7h$ độ cao sóng leo lớn nhất thường xảy ra trong điều kiện mái dốc $m = 1,5 \div 2,2$.

Độ cao sóng leo nhỏ hơn độ cao sóng tối (h) ở các mái dốc $m \geq 4,0$ và lớn hơn h ở mái dốc $m < 4,0$.

Độ dốc sóng càng thoải thì cùng một độ cao sóng, sóng thoải cho độ cao sóng leo lớn hơn.

Bảng 3-5: Hệ số nhám và thấm nước của mái dốc

Đặc tính mái dốc	k_{Δ}	k_n
Phẳng, nhẵn, không thấm	1,0	1,0
Bê tông	1,0	0,9
Mái thấm lát đá kích thước $h/\Delta 50$	0,9	0,9
20	0,8	0,7
10	0,75	0,6
<5	0,7	0,5

Bảng 3-6: Hệ số hiệu chỉnh mái dốc k_m đối với sóng có độ cao $1,5 \div 4,0$

m	0	$1 \div 2$	3	$4 \div 5$	$8 \div 9$	> 15
k_m	1,0	1,2	1,15	1,10	1,05	1,0

Bảng 3-7: Đối với sóng có biên độ nhỏ khi $\lambda/h = 10 \div 20$ thì k_m nhận các giá trị

h (m)	0,1	0,2	$0,4 \div 0,5$	0,6	0,8	0,9	1,0
k_m	1,0	0,78÷0,86	0,70÷0,76	0,78	0,81	0,98	1,0

Bảng 3-8: Hệ số hiệu chỉnh tần suất k_p

p (%)	0,1	1	2	5	10	30	50
CH-288-64	1,1	1,0	0,96	0,90	0,86	0,76	0,68

Bảng 3-9: Hệ số hiệu chỉnh góc tới k_β

β (độ)		90	70	50	30	10	0
k_β	Trung bình	1,0	0,9	0,8	0,7	0,6	0,55
	Max	1,0	0,98	0,88	0,76	0,65	0,60

3.10. TÍNH TOÁN TÁC ĐỘNG CỦA SÓNG LÊN CÁC CÔNG TRÌNH THỦY LỢI

3.10.1. Tính toán độ cao nước dâng do gió

Nếu có số liệu tin cậy trong nhiều năm quan trắc trực tiếp các thông số của sóng trên hồ, chính lý thống kê các số liệu đó. Vẽ các đường tần suất các yếu tố sóng theo các hướng sóng khác nhau.

Khi không có tài liệu: tính các tham số sóng qua phân tích các yếu tố hình thành sóng: gió (vận tốc gió, thời gian gió thổi, đà sóng, chiều sâu vùng nước...) theo số liệu quan trắc của các trạm khí tượng thủy văn gần nhất.

Đà sóng do gió là chiều dài mặt thoáng chịu sự tác động của gió gây nên sóng.

Để xác định gần đúng chiều cao sóng ứng với tần suất 1% có thể dùng toán đồ Iu.M.Krulov trên:

Có thể xác định chiều cao dâng nước trung bình dưới tác dụng của gió theo công thức sau:

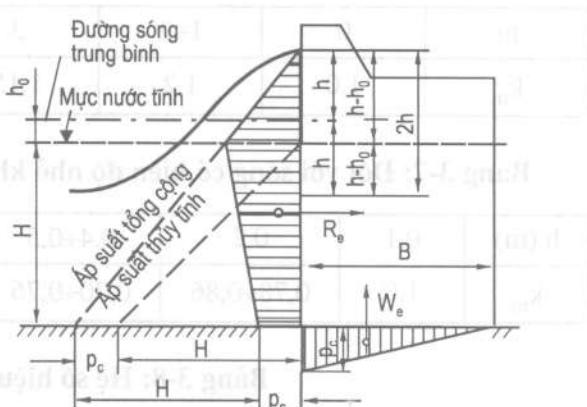
$$\Delta h = 0,002 \frac{W^2 X}{2gH} \cos \alpha \quad (3-164)$$

Trong đó: α - góc giữa trục hồ và phương của gió;

W - vận tốc gió (m/s);

X - đà sóng gió (km).

Ngày nay việc xác định độ cao nước dâng vùng ven biển trong thực tế có thể ứng dụng những mô hình toán số trị thuỷ động 2 chiều. Phương pháp này cho kết quả cả quá trình nước dâng và nước rút trước trong và sau khi bão đổ bộ vào bờ biển. Với kết quả này đã cho phép ta mô phỏng được những trạng thái nguy hiểm mà công trình phải gánh chịu cả khi nước dâng và nước rút.



Hình 3-10. Biểu đồ áp lực sóng lên tường thẳng đứng khi đỉnh sóng tiến đến chân tường

3.10.2. Tính toán tác động của sóng lên tường thẳng đứng

A. Sóng đứng không vỡ

Khi độ sâu trước công trình $H > 2h$ và chiều dài công trình dọc theo diện tác dụng của sóng lớn hơn chiều dài sóng, thì phải tính toán công trình có kết cấu chịu sự tác động của sóng đứng.

Chiều cao lớn nhất của đỉnh sóng tính từ mực nước tĩnh lấy bằng:

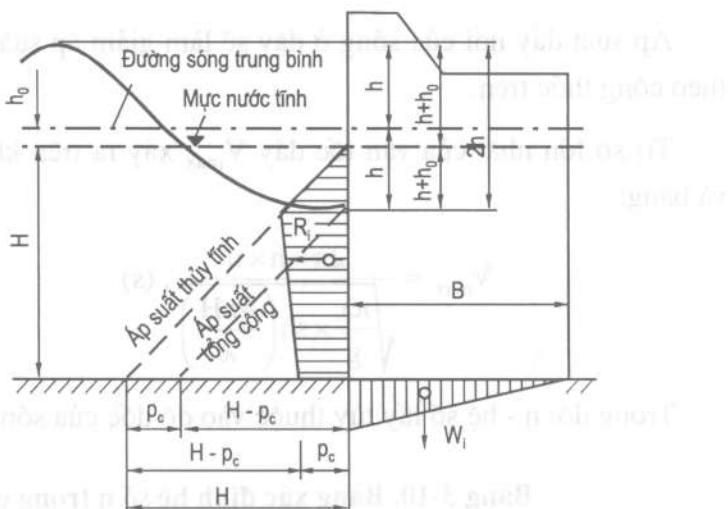
$$h_d = h + h_o \quad (3-165)$$

Độ hạ thấp của chân sóng tại tường so với mực nước tĩnh:

$$h_{ch} = h - h_o \quad (3-166)$$

Trong đó: h_o - độ chênh giữa đường trung bình của sóng so với mực nước tĩnh được xác định:

$$h_o = \frac{\pi h^2}{\lambda} \operatorname{cth}\left(\frac{2\pi H}{\lambda}\right) \text{ (m)} \quad (3-167)$$



Hình 3-11. Biểu đồ áp lực sóng lên tường thẳng đứng khi chân sóng tiến đến chân tường.

Tổng áp lực dư nằm ngang trên 1m chiều dài của tường khi đỉnh sóng tiến đến mặt tường xác định theo công thức sau:

$$R_e = \gamma \left[\frac{(H + h_o + h) \left(H + \frac{P_c}{\gamma} \right)}{2} - \frac{H^2}{2} \right] (\text{T/m chiều dài}) \quad (3-168)$$

Trong đó: P_c - áp suất dư tại đáy và được tính:

$$P_c = \gamma \frac{h}{\operatorname{ch} \frac{2\pi H}{\lambda}} \text{ (T/m chiều dài)} \quad (3-169)$$

Trong tính toán công trình trên nền thấm cần xét đến áp suất đẩy nổi của sóng (trên mức thủy tĩnh):

$$W_e = \frac{P_c \times B}{2}, \text{ (T/m chiều dài)} \quad (3-170)$$

Trong đó: B - chiều rộng đáy (m).

Biểu đồ áp suất sóng của sóng đứng lên tường thẳng đứng xem hình 3.10 và 3.11.

Tổng áp lực dư trên lm dài của tường khi chân sóng tiến đến mặt tường sẽ có giá trị âm (lấy áp lực thủy tĩnh trừ đi) và được xác định theo:

$$R_i = \gamma \left[\frac{H^2}{2} - \frac{(H + h_o - h) \left(H - \frac{P_c}{\gamma} \right)}{2} \right] \text{ (T/m chiều dài)} \quad (3-171)$$

Áp suất đẩy nổi của sóng ở đáy sẽ làm giảm áp suất thủy tĩnh một lượng là W_i tính theo công thức trên.

Trị số lớn nhất của vận tốc đáy V_{max} xảy ra trên khoảng cách $\lambda/4$ trước công trình và bằng:

$$V_{max} = \frac{2\pi \times h \times n}{\sqrt{\frac{\pi \lambda}{g} \times \operatorname{sh} \left(\frac{4\pi H}{\lambda} \right)}}, \text{ (s)} \quad (3-172)$$

Trong đó: n - hệ số lấy tùy thuộc vào độ dốc của sóng trong bảng (3-10):

Bảng 3-10. Bảng xác định hệ số n trong công thức (3-172)

λ/h	8	10	15	20
n	0,6	0,7	0,75	0,8

Mức độ cần thiết phải bảo vệ lớp đất đáy phía trước công trình để chống xói do sóng đáy được quyết định theo các số liệu trong bảng sau tùy thuộc vào đường kính hiệu ích của các hạt đất d_h .

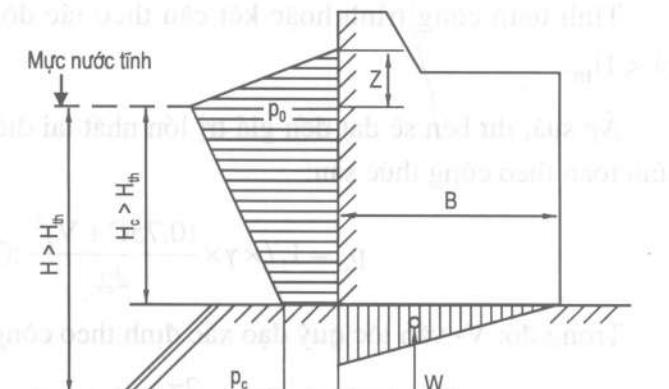
Bảng 3-11. Các giá trị vận tốc chống xói đáy

d_{hi} (mm)	Vận tốc ban đầu để di chuyển các hạt ở lớp mặt (m/s)	Vận tốc ban đầu để di chuyển đại trà các hạt (m/s)
0,1	0,12	0,35
0,5	0,16	0,45
1,0	0,22	0,53
5,0	0,68	0,87
10,0	0,80	0,95
50,0	1,35	1,60
100,0	1,73	1,85

B. Sóng vỡ

Công trình phải tính toán theo tác động của sóng vỡ là loại tạo nên áp suất dư lớn trong trường hợp: khi chiều sâu tự nhiên trước công trình: $H > H_{th}$, trước công trình có một diện tích hoặc bờ nằm ngang và ở chiều sâu $H < H_{th}$ (ví dụ: trong trường hợp van phẳng của đập tràn đặt lùi về phía hạ lưu so với mặt chịu áp lực của nguồng).

Tung độ của biểu đồ tại mực nước tĩnh bằng:



Hình 3-12. Biểu đồ áp lực sóng lên tường thẳng đứng dưới tác động của sóng vỡ

$$p_o = \gamma h \frac{1,5}{\frac{H_c}{h} - 0,1}; \text{ (T/m}^2\text{)} \quad (3-173)$$

Tung độ của biểu đồ tại nền tường:

$$p_c = 0,6 \times p_o \times \frac{H_c}{h}; \text{ (T/m}^2\text{)} \quad (3-174)$$

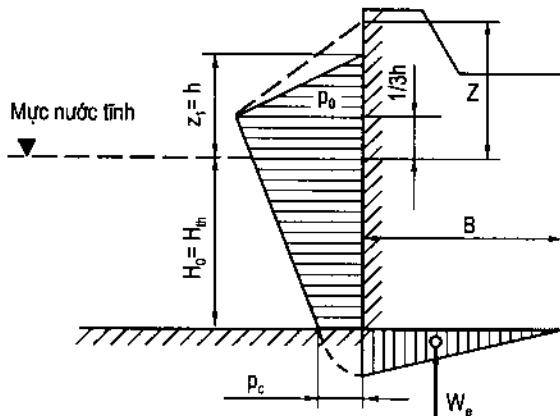
Chiều cao của nước dâng ở chân tường tại thời điểm xuất hiện áp lực lớn nhất:

$$Z = \left(0,8 \frac{H_c}{h} - 0,2 \right) h \text{ (m)} \quad (3-175)$$

Áp lực dư đẩy nổi:

$$W_e = 0,4 \times P_c \times B \quad (\text{T/m chiều dài}) \quad (3-176)$$

C. Sóng vỗ (xô)



Hình 3-13. Biểu đồ áp lực sóng lên tường thẳng đứng của sóng vỗ

Tính toán công trình hoặc kết cấu theo tác động của sóng vỗ được tiến hành khi $H < H_{th}$:

Áp suất dư bên sõi đạt đến giá trị lớn nhất tại điểm $h/3$ so với mặt nước tĩnh và được tính toán theo công thức sau:

$$p_o = 1,7 \times \gamma \times \frac{(0,75C + V)^2}{2g} \quad (\text{T/m}^2) \quad (3-177)$$

Trong đó: V- vận tốc quỹ đạo xác định theo công thức sau:

$$v_z = \frac{\pi h}{\tau} \times \frac{\operatorname{ch} \frac{2\pi}{\lambda} (H - z)}{\operatorname{sh} \frac{2\pi h}{\lambda}} \quad (\text{m/s}) \quad (3-178)$$

khi $z = 0$; C - vận tốc truyền sóng λ/τ .

Áp suất tại nền tường: $p_c = p_o/2$. Ở độ cao (so với mặt nước tĩnh) $z_1 = h$ ta có áp suất bằng 0.

Áp suất dư đẩy nổi được tính theo công thức:

$$W_e = 0,4 \times p_c \times B \quad (\text{T/m chiều dài}) \quad (3-179)$$

Chiều cao tung bọt nước lớn nhất tại tường tĩnh từ mặt nước tĩnh được tính theo công thức sau:

$$z = h + \frac{(0,75C + V)^2}{2g} \quad (\text{m}) \quad (3-180)$$

3.10.3. Tác động của sóng lên tường dốc nghiêng lớn ($90^\circ > \alpha \geq 45^\circ$)

Khi $H > H_{th}$ thì biểu đồ áp suất sóng được vẽ theo phương pháp gần đúng:

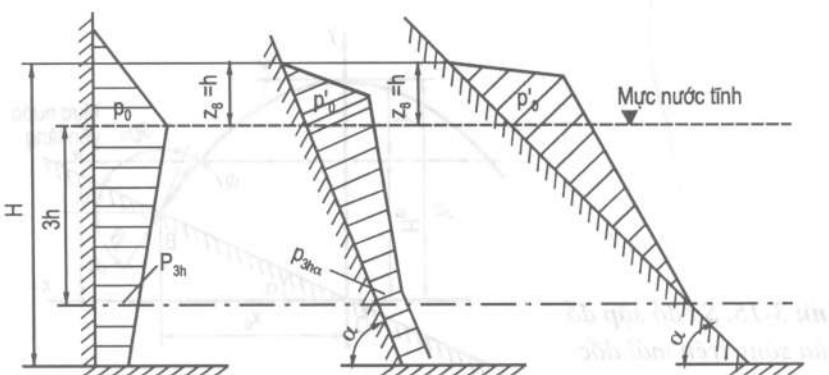
$$P_{3h} = p_c + (p_o - p_c) \times \left(1 - \frac{3h}{H}\right), (\text{T/m}^2) \quad (3-181)$$

Trong đó p_o là áp suất lên tường thẳng đứng tại mực nước tĩnh và mực nước qua đáy xác định theo biểu đồ trên.

Tung độ của áp lực sóng lên tường dốc nghiêng lớn nhất tại độ sâu $z = 3h$ tùy theo góc nghiêng của tường so với đường nằm ngang, được xác định theo công thức sau:

$$P_{3h\alpha} = P_{3h} \times \left(\frac{\alpha}{45^\circ} - 1\right); (\text{T/m}^2) \quad (3-182)$$

Áp suất ở vị trí thấp hơn điểm có độ sâu $z = 3h$ được xem là cố định và bằng $P_{3h\alpha}$.



Hình 3-14. Biểu đồ áp lực sóng lên tường nghiêng dốc lớn:

a) Tường thẳng; b) Tường nghiêng $90^\circ > \alpha \geq 45^\circ$; c) Tường nghiêng $\alpha = 45^\circ$.

Áp suất tại mực nước tĩnh đối với mọi trị số lấy bằng p_o (cho tường thẳng đứng) và có phương thẳng góc với mặt tường dốc nghiêng. Ở cao và thấp hơn so với mực nước đó, các tung độ của biểu đồ thay đổi theo đường thẳng.

Chiều cao dâng z_s , khi xuất hiện áp suất sóng lớn nhất lấy bằng chiều cao sóng h .

Áp suất dư đẩy nổi tính theo công thức:

$$W_e = 0,4 \times p_c \times B; (\text{T/m} \text{ chiều dài})$$

Chiều cao sóng leo trên tường dốc nghiêng xác định theo công thức sau:

$$h_l = \frac{h_o}{\sqrt{1-m^2}} + h_o \left(3 - \frac{\alpha}{45^\circ}\right); (\text{m}) \quad (3-183)$$

Trong đó h_o được tính theo công thức:

$$h_o = \frac{\pi h^2}{\lambda} \operatorname{cth}\left(\frac{2\pi H}{\lambda}\right); (\text{m}) \quad (3-184)$$

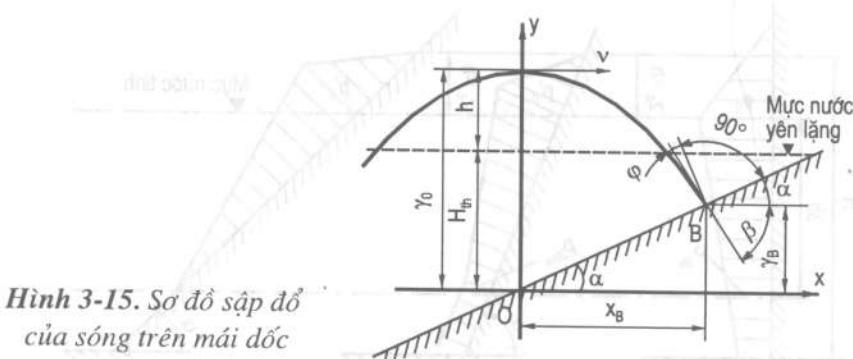
Ở đây m - độ dốc nghiêng của tường.

Khi tính tường dốc nghiêng theo tác động của sóng vỡ và sóng vỡ bằng cách tương tự.

3.10.4. Tác động của sóng lên công trình loại mái dốc ($1,5 \leq m < 5$)

Chiều sâu H_1 mà sau đó vận tốc trên mái dốc tăng đột ngột được xác định theo công thức:

$$H_1 = \frac{1,22}{m^{0,8}} \sqrt{h\lambda}; (\text{m}) \quad (3-185)$$



Hình 3-15. Sơ đồ sập đổ của sóng trên mái dốc

Chiều sâu phân giới (giới hạn) mà ở đó xuất hiện sự phá hoại của sóng lớn nhất:

$$H_{th} = h \times \left(0,47 + 0,023 \frac{\lambda}{h} \right) \times \frac{1+m^2}{m^2}; (\text{m}) \quad (3-186)$$

Các tham số va đập của dòng chảy từ đỉnh sóng đổ sập lên mái dốc được xác định cho điểm B của mái dốc ở độ sâu phân giới $H_{th} - y_B$. Tại B vận tốc sẽ lớn nhất và cường độ áp suất va đập của dòng nước lên mái dốc cũng lớn nhất.

Tọa độ điểm B được tính toán như sau:

$$y_B = \frac{x_B}{m} \quad (3-187)$$

$$x_B = \frac{-v_A^2 \pm v_A \times \sqrt{v_A^2/m^2 + 2gy_o}}{g}; \quad (3-188)$$

Trong đó y_o là tung độ điểm A đặc trưng cho vị trí của đỉnh sóng tại thời điểm bắt đầu sập đổ, và được xác định bằng biểu thức sau:

$$y_o = H_{th} + h_d \quad (3-189)$$

h_d - chiều cao của điểm A tính từ mực nước tĩnh.

$$h_d = \left[0,95 - (0,84m - 0,25) \frac{h}{\lambda} \right] \quad (3-190)$$

v_A - hình chiếu của vận tốc ban đầu của dòng nước đổ sập xuống từ đỉnh sóng và được xác định bằng biểu thức sau:

$$v_A = n \times \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \operatorname{th} \frac{2\pi H}{\lambda} + h \times \sqrt{\frac{\pi g}{2\lambda}} \operatorname{cth} \frac{2\pi H}{2\lambda} \quad (3-191)$$

Trong đó n - hệ số lấy tuỳ theo độ dốc sóng theo bảng sau:

Bảng 3-12. Bảng xác định hệ số n trong công thức (3-191)

λ/h	8	10	15	20
N	0,6	0,7	0,75	0,8

Biểu đồ phân bố vận tốc theo mái dốc khi sóng va đập vào mái dốc:

Vận tốc lớn nhất của dòng va đập tại B trên mái dốc là:

$$v_B = \sqrt{\eta \times \left[v_A + \left(\frac{g \times x_B}{v_A} \right)^2 \right]} \quad (3-192)$$

Trong đó $\eta = 1 - (0,017 m - 0,02)h$.

Vận tốc lớn nhất của dòng chảy tại mực nước tĩnh là:

$$v_o = \frac{10 \times k_{nh} \sqrt{g}}{2\pi + m} \times \sqrt[6]{h^2 \lambda} \quad (3-193)$$

Trong đó: k_{nh} - hệ số nhám lấy theo bảng sau:

Bảng 3-13. Hệ số nhám k_{nh}

Loại bê mặt	k_{nh}
Bê mặt nhẵn liên tục	1,00
Các tấm lát bê tông	0,90
Đá lát	0,80
Đổ bằng đá đập	0,55
Đổ bằng các khối bê tông	0,50

Vận tốc của dòng chảy trên mực nước tĩnh được giả thiết giảm dần theo quy luật tuyến tính trong phạm vi sóng leo.

Vận tốc dòng chảy ở thấp hơn mực nước tĩnh bắt đầu từ độ sâu $z = H_1$ và ở dưới đáy công trình được xác định theo công thức:

$$v_z = \frac{n \times \pi h}{\sqrt{\frac{\pi \lambda}{g} \operatorname{sh} \frac{4\pi H}{\lambda}}}; (\text{m/s}) \quad (3-194)$$

Trong phạm vi của mái dốc từ điểm B đến độ sâu H_1 vận tốc giảm theo quy luật đường thẳng.

Áp suất cục bộ lớn nhất tại điểm B do sự va đập của luồng dòng chảy tại thời điểm sập đổ của sóng được tính theo công thức:

$$P_{B\max} = 1,7 \times \gamma \times \frac{v_B^2}{2} \cos^2 \phi \quad (3-195)$$

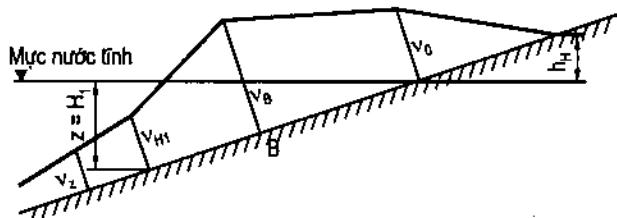
Trong đó ϕ - góc giữa đường tiếp tuyến với phương của luồng chảy tại điểm B và đường thẳng góc với mái dốc tính như sau:

$$\phi = 90^\circ - (\alpha + \beta) \quad (3-196)$$

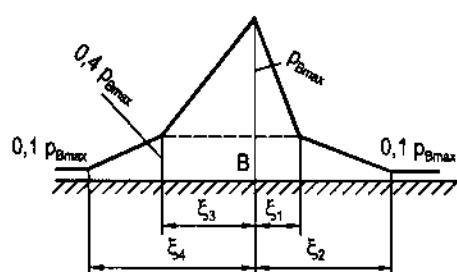
Góc β được tính theo hệ thức:

$$\operatorname{tg} \beta = - \frac{g \times x_B}{v_A^2} \quad (3-197)$$

Biểu đồ phân bố áp suất sóng trên mái dốc được vẽ như sau: bắt đầu từ điểm B ta đặt một tung độ bằng $p_{B\max}$, sau đó vẽ tiếp tung độ của các điểm nằm trên B một khoảng bằng ξ_1 và ξ_2 và các điểm nằm dưới B một khoảng là ξ_3 và ξ_4 . Các tung độ áp suất tương ứng là: $0,4 p_{B\max}$ (đối với ξ_1 và ξ_3) và $0,1 p_{B\max}$ (đối với ξ_2 và ξ_4).



Hình 3-16. Biểu đồ phân bố vận tốc trên mái dốc



Hình 3-17. Biểu đồ phân bố áp lực sóng trên mái dốc tại thời điểm va đập của sóng đổ sập

Các giá trị ξ lấy bằng:

$$\xi_1 = 0,025 \text{ S} ; \quad \xi_3 = 0,053 \text{ S} ;$$

$$\xi_2 = 0,065 \text{ S} ; \quad \xi_4 = 0,135 \text{ S} ;$$

Trong đó:

$$S = \frac{m\lambda}{2\sqrt[4]{m^2 - 1}} \quad (3-198)$$

Giới hạn trên của chiều cao mái dốc cần gia cố cơ bản của công trình lấy bằng chiều cao sóng leo h_l còn có thể xác định theo công thức:

$$h_l = \frac{2k_{nh}h}{m} \times \sqrt[3]{\frac{\lambda}{h}} ; (\text{m}) \quad (3-199)$$

Trong công thức này lấy chiều cao sóng ứng với tần suất 50% còn các tần suất khác tính theo bảng (3-14).

Bảng 3-14. Bảng xác định chiều cao sóng ứng với các tần suất khác nhau

Tần suất chiều cao của sóng i (%)	1	2	3	10	20	30	40	50	60
h_i / \bar{h}	2,52	2,28	1,91	1,69	1,38	1,21	1,05	0,93	0,81

Để tìm giới hạn của gia cố nhẹ, ta cũng áp dụng công thức trên nhưng lấy chiều cao sóng ứng với tần suất 10%.

Giới hạn dưới của chiều cao gia cố cơ bản lấy ở độ sâu $H = 2h_{1\%}$, trong đó $h_{1\%}$ là chiều cao sóng ứng với tần suất 1%. Giới hạn dưới của gia cố nhẹ lấy theo vận tốc đáy (bảng 3-15) có xét đến trị số của vận tốc sóng xói.

Bảng 3-15. Bảng tính vận tốc để di chuyển các hạt

$d_{h1\%}(\text{mm})$	Vận tốc ban đầu để di chuyển các hạt của lớp mặt (m/s)	Vận tốc để di chuyển đại trà các hạt của lớp mặt (m/s)
0,1	0,12	0,35
0,5	0,16	0,45
1,0	0,22	0,53
5,0	0,68	0,87
10,0	0,80	0,95
50,0	1,35	1,60
100,0	1,73	1,85

Vị trí của các giới hạn trên của chiều cao gia cố được tính từ mực nước tính toán cao, có xét đến đà sóng ; Vị trí của các giới hạn dưới từ mực nước tính toán thấp.

Khi thiết kế các công trình có mái dốc trên các hồ chứa có xét đến tác động của sóng tần suất về chiều cao sóng được lấy như bảng sau.

Bảng 3-16. Tần suất

Các đặc trưng tính toán	Tần suất (%)
Chiều cao sóng leo mái dốc khi xác định cao trênh đỉnh của công trình	1
Độ ổn định và độ bền của các tấm lát để gia cố cơ bản	1
Độ ổn định của đá đổ để gia cố cơ bản	2
Độ ổn định và độ bền các chi tiết gia cố nhẹ	5

Theo điều kiện ổn định của các tấm bê tông và bê tông cốt thép chịu áp suất đáy nổi thuỷ tĩnh khi sóng lăn, chiều dày của tấm lát t phải được xác định theo công thức (đối với mái dốc với $m = 2 \div 5$):

$$t = 0,07h \frac{\gamma}{\gamma_M - \gamma} \frac{\sqrt{m^2 + 1}}{m} \sqrt{\frac{\lambda}{B}}, (m) \quad (3-200)$$

Trong đó:

B - chiều dài của tấm lát theo phương thẳng góc với mặt nước;

m - hệ số mái dốc;

γ_M - trọng lượng thể tích của vật liệu tấm lát.

Trong lượng Q của các hòn đá riêng lẻ trong các công trình đá đổ với mái dốc $1 \leq m < 5$, là loại mái dốc ổn định dưới tác động của sóng trong khu vực sóng sập đổ (trạng thái cân bằng giới hạn), được xác định theo công thức:

$$Q = K \frac{\mu \gamma_M h^2 \lambda}{\left(\frac{\gamma_M}{\gamma} - 1 \right)^2 \sqrt{1 + m^2}}, (T) \quad (3-201)$$

Trong đó:

γ_M - trọng lượng thể tích của hòn đá hoặc khối đá,

μ - hệ số xét đến hình dạng của đá (lấy bằng 0,017 đối với các khối và 0,025 đối với đá đổ);

K - hệ số xét đến mái dốc (đối với hệ số $1 \leq m < 2$ lấy bằng 1,0; đối với hệ số $2 \leq m \leq 5$ lấy bằng 1,5).

V. Tác động của sóng lên các cọc đứng riêng lẻ

Trị số ước lượng của tổng áp lực sóng lên cọc đứng (cột, cù, v.v...), khi các kích thước lớn nhất của mặt cắt ngang của nó song song với đỉnh sóng $d \leq 0,5 h$, có thể xác định theo công thức:

$$P_x \approx 0,2\gamma h^2 d, \quad (T) \quad (3-202)$$

Điểm đặt lực P ở đây có thể lấy tại mực nước tĩnh.

Khi $d \geq h$ giá trị tổng áp lực sóng có thể xác định gần đúng bằng các công thức ghi cho tường chắn liên tục. Trong trường hợp này:

$$P_x = R_e d \quad (3-203)$$

Trong đó R_e đối với trường hợp $H > H_{pg}$.

3.10.6. Tác động của sóng do gió lên các bờ dốc tự nhiên

Phương pháp tính toán đơn giản trình bày dưới đây về sự biến dạng của bờ, cho phép ta tính được gần đúng thể tích xói của bờ Q trong cả quá trình xói t (theo năm) theo công thức:

$$Q = k_p k_b t^b E, \quad (m^3/m \text{ chiều dài}) \quad (3-204)$$

Trong đó: E - năng lượng tính toán trung bình nhiều năm của sóng ($T.m$ trong năm), tính theo các số liệu quan trắc gió ở các trạm thuỷ văn khí tượng gần nhất. Muốn thế cần xác định công suất sóng trung bình theo trọng khối \bar{N}_i đối với sóng có chiều cao cho trước, có xét đến các sóng theo thời gian rum j hướng về phía hồ và theo công thức:

$$\bar{N}_i = 795 \times h_i^{2,5} \frac{\sum p_j \cos \varphi_i}{\sum p_j}, \quad (T/m) \quad (3-205)$$

Trong đó:

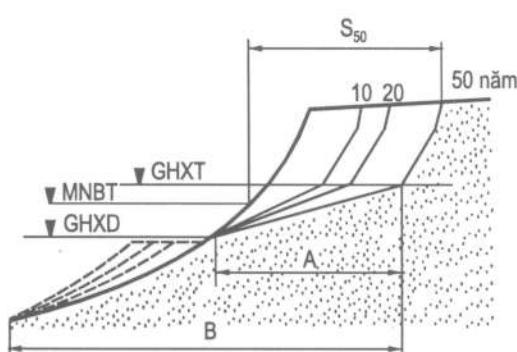
p_j - tần suất sóng rum j nằm

trong giới hạn chiều cao $h_i + \Delta h$ và $h - \Delta h$;

Δh - đại lượng nhỏ tuỳ ý;

φ - góc tạo bởi phương của đà sóng và phương thẳng góc với đường bờ (trong bình đồ).

Lúc đó E được xác định như sau:



Hình 3-18. Sơ đồ biến dạng đường bờ

$$E = \sum T_i \overline{N_i} \quad (\text{T.m/năm}) \quad (3-206)$$

Trong đó :

T_i - thời gian tác động của sóng với chiều cao h_i (h/năm);

k_p - chỉ số xói của đất bờ ($\text{m}^3/\text{T.m}$) của sóng.

Các giá trị ước lượng của k_p là:

- Đối với loại đất rất dễ xói (cát hạt nhỏ, á cát nhẹ, hoàng thổ) là từ 0,0065 ÷ 0,003;
- Đối với đất xói trung bình (á sét nặng, sét, cát có cuội, sỏi) từ 0,001 ÷ 0,0005.
- Đối với đất khó xói (đá cuội, cát lăn sét, sét bằng đất) - bé hơn 0,0005.

Hệ số thực nghiệm của $k_b = aH_b$, trong đó H_b - chiều cao trung bình của bờ trong phạm vi đoạn đang xét; a- khi đất dễ xói lấy bằng 0,03; khi khó xói 0,05.

Chỉ số mủ b bằng phần bào mòn bãi cạn A (hình 3-18) của chiều rộng tổng cộng B (trong các điều kiện trung bình lấy vào khoảng 0,7).

Việc xác định chiều rộng của vùng xói S' trong khoảng thời gian xói đã cho được tiến hành bằng đồ thị trên các mặt cắt địa chất công trình theo các trị số tính toán Q đã tìm ra.

Đường viền xói được chọn theo diện tích Q như đã trình bày trên hình vẽ trên đối với mặt cắt điển hình của đoạn bờ đang xét.

Phần bãi cạn bị bào mòn nằm giữa giới hạn xói trên và dưới (GHXT và GHXD). Các giới hạn này được xác định (đối với phần hồ đang xét) như sau: Tìm cao trình mực nước trên và dưới với tần số tương ứng 6 và 96%. Cộng một phần ba chiều cao trung bình của sóng vào cao trình mực nước trên, ta được giới hạn xói trên; lấy cao trình mực nước dưới trừ đi chiều cao trung bình của sóng ta được giới hạn xói dưới.

Chương 4

THUỶ TRIỀU

4.1. NHỮNG KHÁI NIỆM VÀ THUẬT NGỮ VỀ THUỶ TRIỀU

Trong số 510 triệu km² diện tích bề mặt Trái Đất mà chúng ta đang sống có tới 361 triệu km² (chiếm 70.8%) là mặt nước. Biển và đại dương luôn luôn là điều bí ẩn và là đối tượng nghiên cứu của con người. Hiện tượng hàng ngày, nước trên Đại dương thế giới dâng lên, hạ xuống theo quy luật người xưa gọi đó là thuỷ triều. Trong lịch sử nghiên cứu thuỷ triều, người ta thấy rằng từ năm 325 trước CN Piphei (nhà bác học người Hy Lạp) đã cho rằng hiện tượng thuỷ triều có liên quan đến sự vận động của Mặt Trăng. Nhưng mãi đến khi định luật万 vật hấp dẫn của Niuton ra đời thì những giải thích về thuỷ triều mới có cơ sở khoa học.

Cho đến nay, các nhà khoa học đều thừa nhận thuỷ triều là hiện tượng nước của Đại dương thế giới chuyển động (biểu hiện ở sự biến thiên mực nước và dòng nước) có tính chu kỳ do lực hấp dẫn vạn vật của Trái Đất, Mặt Trăng, Mặt Trời ... (xác định nguyên nhân) gây nên, và điều kiện địa lý của vùng biển quy định độ lớn và chế độ thuỷ triều. Thuỷ triều thuộc loại chuyển động dạng sóng phức tạp có chu kỳ dài.

Do vị trí tương hỗ giữa Trái Đất, Mặt Trăng và Mặt Trời luôn luôn biến đổi, nên lực hút thuỷ triều của Mặt Trăng và Mặt Trời cũng biến đổi theo; chúng có thể cùng hướng và cũng có thể khác hướng thậm chí ngược nhau. Điều này phản ánh ở tính chất và độ lớn thuỷ triều. Do điều kiện tự nhiên của các biển (đại dương) như địa hình đáy, kích thước vùng nước, hình dạng các đường bờ... có ảnh hưởng rất nhiều đến độ lớn, tính chất và chế độ thuỷ triều. Vì vậy, các dao động mực nước và dòng triều trên cùng một vĩ độ biến đổi trong một phạm vi rất rộng. Ví dụ, chênh lệch mực nước triều ở vịnh Phundy (Fundy) (Canada) đạt tới 19m, còn ở biển Ban Tích (cùng một vĩ độ) thực tế gần như không có dao động triều.

Trước khi đi sâu nghiên cứu hiện tượng thuỷ triều ta cần làm quen với những khái niệm, thuật ngữ có liên quan đến hiện tượng thuỷ triều như sau:

4.1.1. Những khái niệm và thuật ngữ thiên văn

Ở bất kỳ vị trí nào trên Trái Đất lúc nào ta cũng thấy bầu trời trên đầu mình có dạng một cái vòm vô cùng lớn mà trên đó có Mặt Trăng, Mặt Trời và các thiên thể chuyển động. Cái vòm đó như một nửa hình cầu, trong thiên văn học người ta dùng hình cầu

tưởng tượng đó làm phương tiện để diễn tả chuyển động nhìn thấy được của các thiên thể và gọi nó là thiên cầu hay mặt cầu bầu trời.

Do hiện tượng Trái Đất tự quay từ tây sang đông, nên ta cảm thấy đường như thiên cầu này quay từ đông sang tây quanh trục đi qua vị trí người quan sát. Trục quay đó thiên văn học gọi là trục vũ trụ. Trục vũ trụ cắt thiên cầu tại hai điểm đối nhau gọi là thiên cực bắc và thiên cực nam. Thiên cực bắc nằm ở gần đúng với vị trí sao Bắc Cực (ngôi sao sáng nhất trong chòm sao Bắc Đẩu). Thiên cực nam nằm gần đúng với vị trí của sao Nam Chữ Thập. Vì vậy, trục vũ trụ chính là đường thẳng song song với trục quay của Trái Đất và đi qua tâm của thiên cầu.

Để xác định vị trí của các thiên thể trên thiên cầu người ta dựa vào các điểm và đường cơ bản quy ước như sau:

+ Đường thẳng góc (theo phương dây dọi) với mặt đất ở nơi ta đứng (tâm thiên cầu) cắt thiên cầu tại hai điểm gọi là thiên đỉnh và thiên đế.

+ Mặt phẳng vuông góc với đường thẳng đứng (tiếp tuyến với mặt đất ở tâm thiên cầu - vị trí người quan sát) gọi là mặt phẳng chân trời. Mặt phẳng chân trời cắt thiên cầu theo một vòng tròn lớn được gọi là đường chân trời.

+ Mặt phẳng đi qua tâm thiên cầu vuông góc với trục vũ trụ (song song với mặt phẳng xích đạo) cắt thiên cầu theo một đường tròn lớn gọi là xích đạo trời. Xích đạo trời chia thiên cầu ra làm hai bán cầu bằng nhau gọi là thiên cầu bắc và thiên cầu nam.

+ Vòng tròn lớn đi qua cực vũ trụ và thiên đỉnh được gọi là kinh tuyến trời.

+ Kinh tuyến trời cắt xích đạo trời tại hai điểm cách đều nhau là điểm bắc và điểm nam.

+ Xích đạo trời cắt đường chân trời tại hai điểm cách đều hai điểm bắc và nam được gọi là điểm đông và điểm tây.

+ Các vòng tròn lớn đi qua thiên đỉnh và thiên đế và thẳng góc với mặt phẳng chân trời gọi là vòng tròn thẳng đứng. Còn các vòng tròn lớn đi qua hai cực của vũ trụ và thẳng góc với xích đạo trời được gọi là vòng giờ.

Do hiện tượng Trái Đất tự quay quanh trục nên coi tất cả các thiên thể quay quanh trục vũ trụ có quỹ đạo là các vòng tròn song song với xích đạo trời được gọi là các vòng nhật động.

Để xác định vị trí cụ thể của các thiên thể trên thiên cầu người ta sử dụng các hệ toạ độ cầu. Các hệ toạ độ cầu khác nhau bởi các điểm và các vòng trong được chọn là chuẩn.

Một trong các vòng cơ bản của thiên văn học là vòng hoàng đạo. Vòng hoàng đạo là đường chuyển động của Mặt Trời trên thiên cầu trong một năm. Hoàng đạo gấp xích đạo trời tại hai điểm xuân phân (21/3) và thu phân (23/9). Các điểm nằm trên hoàng đạo cách đều hai điểm phân gọi là hạ chí (22/6) và đông chí (22/12). Khoảng cách góc giữa

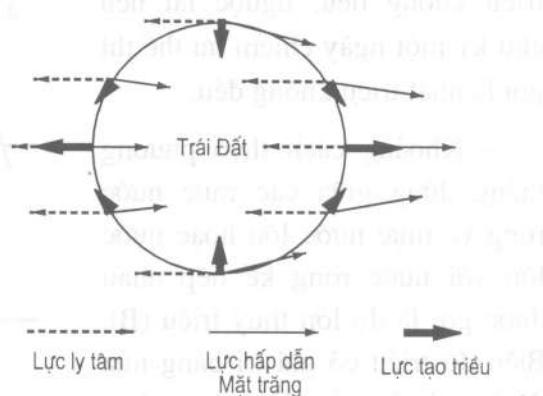
các điểm chí với xích đạo trời bằng độ nghiêng của mặt phẳng hoàng đạo với mặt phẳng xích đạo trời là $23^{\circ}27'$.

Mặt Trăng là vệ tinh của Trái Đất, cách Trái Đất trung bình 384000km. Nó có bán kính bằng 1738km và khối lượng nhỏ hơn so với khối lượng của trái đất là 81,3 lần. Đường đi của Mặt Trăng trên thiên cầu được gọi là bạch đạo. Mặt phẳng bạch đạo hợp với mặt phẳng hoàng đạo một góc $5^{\circ}08'$. Như vậy góc nghiêng của mặt phẳng bạch đạo so với mặt phẳng xích đạo là $28^{\circ}35'$.

Nếu như Mặt Trăng không quay xung quanh Trái Đất thì một điểm nào đó ở Mặt Trăng trên thiên đỉnh sau khi Trái Đất quay trọn một vòng (hết 24 giờ) thì điểm đó sẽ trở về vị trí cũ. Nhưng thực tế sau khi Trái Đất quay được một vòng thì Mặt Trăng đã di chuyển được một cung 13° so với vị trí ban đầu. Để điểm quan tâm đó trở về vị trí thiên đỉnh của người quan sát thì Trái Đất phải tiếp tục quay thêm 50 phút nữa. Vì vậy, thời gian để cho Mặt Trăng liên tiếp xuất hiện trên thiên đỉnh là $24^{\circ}50'$ và được gọi là ngày mặt trăng.

Do Trái đất quay xung quanh Mặt Trời đồng thời Mặt Trăng quay xung quanh Trái Đất dẫn đến sự thay đổi vị trí tương đối giữa chúng. Mồng 1 hàng tháng âm lịch, Mặt Trời và Mặt Trăng cùng nằm trên một kinh tuyến. Lúc đó ở Trái Đất chúng ta hoàn toàn không thấy Mặt Trăng, trong thiên văn học gọi là ngày sóc. Đến ngày 7 và 8 Mặt Trời, Trái Đất và Mặt Trăng hợp với nhau một góc 90° , nghĩa là khi Mặt Trời khuất núi thì Mặt Trăng đã ở trên đỉnh đâu ta nhìn thấy Mặt Trăng hình chữ D và ngày đó gọi là ngày thượng huyền. Tiếp đến ngày 15 hoặc 16 âm lịch góc giữa Mặt Trời, Trái Đất và Mặt Trăng là 180° nghĩa là chúng nằm trên hai kinh tuyến đối nhau. Ở Trái Đất chúng ta nhìn thấy cả vầng Trăng tròn, và gọi ngày đó là ngày vong (hay trăng tròn). Khi Mặt Trời lặn ở phương tây thì ở phương đông Mặt Trăng bắt đầu mọc. Sau ngày Trăng tròn 7 ngày góc hợp bởi Mặt Trời, Trái Đất và Mặt Trăng đạt tới 270° , lúc này nửa đêm trăng mới mọc và gọi ngày đó là hạ huyền, Mặt Trăng nhìn thấy có dạng hình chữ C. Trăng khuyết dần rồi đến ngày sóc thì không nhìn thấy Mặt Trăng.

Nói rằng Mặt Trăng quay xung quanh Trái Đất, Trái Đất quay xung quanh Mặt Trời là không hoàn toàn chính xác, bởi lẽ Mặt Trăng không lấy tâm của Trái Đất làm tâm quay của mình và Trái Đất với Mặt Trời cũng vậy. Theo định luật万 vật hấp



Hình 4-1. Các lực gây ra thuỷ triều

dẫn của Niuton thì không phải đơn thuần Mặt Trăng chịu sức hút của Trái Đất mà Trái Đất cũng chịu sức hút của Mặt Trăng. Trái Đất ngoài sự tự quay của nó còn phải tham gia vào sự quay của hệ Trái Đất - Mặt Trăng quanh một tâm chung nằm ở trọng tâm của hệ. Vì trọng lượng của Trái Đất lớn gấp 81 lần trọng lượng của Mặt Trăng nên theo tính toán tâm quay chung của hệ nằm cách tâm của Trái Đất một khoảng cách bằng $\frac{3}{4}$ bán kính của nó về phía Mặt Trăng. Vì thế ta có cảm giác là Mặt Trăng quay xung quanh Trái Đất. Tương tự đối với hệ Trái Đất - Mặt Trời thì trọng lượng của Mặt Trời nặng gấp 332 000 lần khối lượng của Trái Đất. Trong hệ Trái Đất - Mặt Trăng do có sự quay xung quanh tâm chung nên đã sinh ra ở mọi điểm trên Trái Đất các lực ly tâm không những bằng nhau về độ lớn mà còn cùng một hướng song song với đường nối các tâm hấp dẫn của Trái Đất và Mặt Trăng, hướng ngược với phía Mặt Trăng.

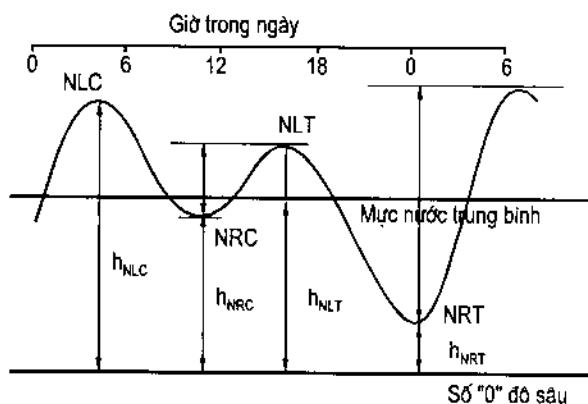
4.1.2. Những khái niệm và thuật ngữ thuỷ văn về thuỷ triều

Quan sát đường quá trình mực nước triều cho thấy:

- Trong một chu kỳ dao động (một ngày đêm hay nửa ngày đêm), mực nước ở vị trí cao nhất được gọi là đỉnh triều (nước lớn) - H_{\max} , H_d ; còn mực nước thấp nhất trong chu kỳ gọi là chân triều (nước ròng)- H_{\min} , H_c .
- Chu kỳ triều là khoảng thời gian giữa hai lần nước lớn hay hai lần nước ròng kế tiếp nhau xuất hiện.

Tuỳ theo chu kỳ triều người ta phân biệt thuỷ triều ra các loại như sau: bán nhật triều có chu kỳ trung bình bằng nửa ngày mặt trăng 12 giờ 25 phút; nhật triều có chu kỳ trung bình bằng một ngày mặt trăng 24 giờ 50 phút. Nhật triều đều gấp rất ít nơi trên thế giới: Vịnh Bắc Bộ, vịnh Thái Lan, vịnh Mêhicô và một vài nơi khác; triều hỗn hợp với chu kỳ thay đổi từ nửa ngày sang cả ngày trong vòng nửa tháng mặt trăng. Nếu chu kỳ nửa ngày chiếm ưu thế thì triều hỗn hợp ấy được gọi là bán nhật triều không đều; ngược lại nếu chu kỳ một ngày chiếm ưu thế thì gọi là nhật triều không đều.

- Khoảng cách theo phương thẳng đứng giữa các mực nước ròng và mực nước lớn hoặc nước lớn với nước ròng kế tiếp nhau được gọi là độ lớn thuỷ triều (B). Biên độ triều có giá trị bằng nửa độ lớn thuỷ triều. Người ta phân biệt độ lớn thuỷ triều dâng là



Hình 4-2. Quá trình mực nước triều trong một ngày (trường hợp triều hỗn hợp)

khoảng cách từ chân triều đến đỉnh triều kế tiếp với độ lớn thuỷ triều rút là khoảng cách từ đỉnh triều đến chân triều kế tiếp.

- Khoảng thời gian từ giờ nước lớn và giờ nước dòng kế tiếp được gọi là thời gian triều rút (Tr). Khoảng thời gian từ giờ nước ròng đến giờ nước lớn kế tiếp gọi là thời gian triều dâng (Td).

- Cứ trong khoảng nửa tháng có 3-5 ngày triều lên xuống rất mạnh (lên rất cao và xuống rất thấp) người ta gọi đó là kỳ nước cường. Sau đó triều lại giảm dần chừng 4-5 ngày. Tiếp đó là 3-5 ngày triều lên xuống rất yếu gọi là kỳ nước kém (hay kỳ nước sinh). Các kỳ con nước lặp lại một cách tuần hoàn, nhưng khác nhau về cường độ: hết kỳ nước cường triều giảm dần sang kỳ nước kém rồi lại tăng dần lên kỳ nước cường kế tiếp...

- Số "0 lục địa" là mực chuẩn dùng để so sánh các độ cao trên đất liền như độ cao đê, đập, đường... Ở nước ta hiện nay số "0 lục địa" lấy trùng với mực nước trung bình nhiều năm ở trạm Hòn Dầu (Đồ Sơn, Hải Phòng).

- Số "0 độ sâu" là mực chuẩn để đo sâu nước biển và đại dương (còn có tên gọi khác nữa là số 0 hải độ). Đối với nước ta mực chuẩn này lấy trùng với mực nước ròng thấp nhất có thể xảy ra trong nhiều năm ở trạm Hòn Dầu (Đồ Sơn, Hải Phòng) và thấp hơn số 0 lục địa khoảng 1,9m.

- Nguyệt khoảng là khoảng thời gian giữa thời điểm Mặt Trăng ở thiên đỉnh của kinh tuyến địa phương và thời điểm xuất hiện nước lớn gần nhất.

- Tuổi triều là khoảng thời gian đỉnh triều lớn nhất xuất hiện trước hay sau ngày sóc, vọng tương ứng.

4.2. NHỮNG LÝ THUYẾT VỀ THUỶ TRIỀU

Từ lâu, con người đã chú ý quan sát thuỷ triều, tìm hiểu quy luật của chúng. Cho đến nay loài người không những đã hiểu rõ được các bản chất và các quy luật phức tạp của hiện tượng thuỷ triều và đã bước vào khai thác năng lượng thuỷ triều, lợi dụng thuỷ triều vào nhiều mục đích khác nhau của cuộc sống, sản xuất và bảo vệ tổ quốc.

Trong lịch sử khoa học tự nhiên không ít những huyền thoại mô tả hiện tượng thuỷ triều là do "thần biển sinh ra" nước biển dâng lên, hạ xuống là theo nhịp thở của "Ngài", lại có người cho rằng nước triều lên xuống là do sức nóng của Mặt Trời và Mặt Trăng... Sau Piphei năm 325 trước CN không ít người cho rằng hiện tượng thuỷ triều có liên quan đến các tuần Mặt Trăng nhưng không giải thích được lý do tại sao như vậy.

Vào thế kỷ thứ 2 sau CN, nhà thiên văn người Hy Lạp là Xêlepxcô đã nhận xét rằng: chính Mặt Trăng đã "khuấy động" cuộc sống yên ổn của biển và đại dương.

Ở nước ta, Lê Quý Đôn (nhà bác học lớn thế kỷ thứ 18) trong cuốn "Văn đài loại ngữ" đã viết: "nước thuỷ triều lên xuống theo sự di mau hay chậm của Mặt Trăng chứ

không phải do đất chìm hay nổi... nước thuỷ triều lên xuống phải đợi Trăng lên, Trăng với biển cùng thúc đẩy nhau, biển cùng Trăng soi sáng nhau... khí thở của trời đất, khi hút khi thở, nước thuỷ triều theo đó mà lên xuống...". Trong cuốn "Hải triều đồ tự" của Dư Tương mà Lê Quý Đôn đã dẫn lại về mối quan hệ giữa thuỷ triều và Mặt Trăng như sau: "thuỷ triều lên xuống theo Mặt Trăng ... Trong một tháng, nước thuỷ triều lên to vào sau ngày sóc và ngày vọng. Trong một năm, nước thuỷ triều lên to vào chính giữa mùa xuân và mùa thu..." [4].

Hệ thống chuyển động của Trái Đất - Mặt Trăng và hiện tượng thuỷ triều.

Cho mãi đến năm 1687 Isắc Niuton – nhà vật lý người Anh khám phá ra định luật vạn vật hấp dẫn và phát biểu như sau: Trong tự nhiên mọi vật đều có khả năng hút lẫn nhau. Lực hút đó tỷ lệ với tích hai khối lượng (m_1, m_2) và tỷ lệ nghịch với bình phương khoảng cách giữa chúng (d), và được xác định bằng công thức như sau:

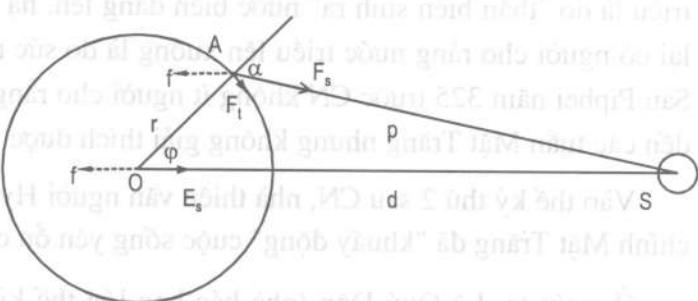
$$f = k \frac{m_1 \times m_2}{d^2} \quad (4-1)$$

Trong đó: k - hằng số hấp dẫn và bằng $6,67 \times 10^{-8}$ cm/gs².

Niuton cho rằng do Trái Đất tham gia vào chuyển động quay của hệ thống hấp dẫn nên lực hút thuỷ triều là lực tổng hợp của các lực ly tâm và lực hút của thiên thể đối với Trái Đất. Với giả thiết Trái Đất được bao phủ một lớp nước lý tưởng đồng đều, tất cả các mô men vật lý đều ở trạng thái cân bằng dưới tác dụng của lực hút thuỷ triều và trọng lực Niuton đã xây dựng thành công một lý thuyết về thuỷ triều đánh dấu một bước ngoặt trong quá trình nhận biết của con người về hiện tượng thuỷ triều.

Để xác định sức hút thuỷ triều do Mặt Trời sinh ra tại điểm A trên Trái Đất cách Mặt Trời một khoảng bằng p ; khoảng cách giữa hai tâm hấp dẫn (Trái Đất và Mặt Trời) là d , bán kính Trái Đất là r (6378km), đồng thời chúng ta biết khối lượng của Mặt Trời $M = 1,99 \times 10^{30}$ kg và hằng số hấp dẫn vũ trụ. Tại điểm A sức hút của Mặt Trời F_s được phân tích thành hai lực thành phần (theo phương thẳng đứng F_v và theo phương nằm ngang nghĩa là vuông góc với bán kính Trái Đất F_h). Lực ly tâm có thể xác định thông qua lực hút của thiên thể (Mặt Trời) tại tâm của Trái Đất.

Vì rằng tại tâm của Trái Đất sức hút của thiên thể cân bằng với lực ly tâm, nghĩa là chúng bằng nhau về độ lớn nhưng ngược nhau về hướng. Các lực hút này được xác định theo định luật vạn vật hấp dẫn của Niuton như sau:



Hình 4-3. Sức hút thuỷ triều (lực sinh triều).

Ở điểm A:

$$F_s = (k \times M)/p^2 \quad (4-2)$$

Ở điểm O (tâm của Trái Đất):

$$E_s = (k \times M)/d^2 \quad (4-3)$$

Theo định nghĩa sức hút thuỷ triều ta có $F_t = F_s - E_s$

Về độ lớn giá trị sức hút thuỷ triều theo phương thẳng đứng và theo phương nằm ngang như sau:

Theo phương thẳng đứng:

$$F_{sv} = k M [(cos\alpha/p^2) - (cos\varphi/d^2)] \quad (4-4)$$

Theo phương ngang:

$$F_{sh} = k M [(sin\alpha/p^2) - (sin\varphi/d^2)] \quad (4-5)$$

Trong đó: α - khoảng cách góc thiên đỉnh.

φ - vĩ độ địa phương của điểm A.

Từ hai biểu thức trên cho thấy sức hút thuỷ triều ở điểm A phụ thuộc vào p , α , và φ . Khi A thay đổi vị trí thì các biến đó thay đổi theo. Trong khi đó các giá trị của r và d là không thay đổi. Bởi vậy để tính toán giá trị F_v và F_h ta biến đổi các biến p , α theo φ , r và d như sau:

Xét tam giác thường AOS ta có hệ thức:

$$p^2 = r^2 + d^2 - 2rdcos\varphi = d^2 [1 - 2r cos(\varphi)/d + (r/d)^2] \quad (4-6)$$

Do: $sin\alpha = dsin\varphi/p$

mà: $sin\alpha = sin(180 - \alpha)$

và: $cos\alpha = (1 - sin^2\alpha)^{1/2}$

Vì vậy: $sin\alpha = \frac{sin\varphi}{\sqrt{1 - 2\frac{r}{d}cos\varphi + \frac{r^2}{d^2}}}$ (4-7)

$$cos\alpha = \frac{cos\varphi - \frac{r}{d}}{\sqrt{1 - 2\frac{r}{d}cos\varphi + \frac{r^2}{d^2}}} \quad (4-8)$$

Đến đây ta có lực hút thuỷ triều theo phương thẳng đứng:

$$F_v = \frac{kM}{d^2} \left[\left(\cos \varphi - \frac{r}{d} \right) \times \left(1 - \frac{2r}{d} \cos \varphi + \frac{r^2}{d^2} \right)^{-\frac{3}{2}} - \cos \varphi \right] \quad (4-9)$$

Và lực hút thuỷ triều theo phương ngang:

$$F_h = \frac{kM}{d^2} \left[\sin \varphi \times \left(1 - \frac{2r}{d} \cos \varphi + \frac{r^2}{d^2} \right)^{-\frac{3}{2}} - \sin \varphi \right] \quad (4-10)$$

Trong đó $x = \frac{2r}{d} \cos \varphi + \frac{r^2}{d^2}$ là đại lượng rất nhỏ so với 1 nên ta có thể viết biểu thức trong ngoặc thành $(1-x)^m$; mà $m = -3/2$. Sau đó chúng ta khai triển toán học, cuối cùng nhận được:

$$F_v = \frac{kMr}{d^3} (3 \cdot \cos^2 \varphi - 1) \quad (4-11)$$

và: $F_h = \frac{3}{2} \frac{kMr}{d^3} \sin 2\varphi \quad (4-12)$

Chúng ta biết rằng quay xung quanh Trái Đất còn có Mặt Trăng. Với cách chứng minh tương tự chúng ta cũng nhận được độ lớn của sức hút thuỷ triều do Mặt Trăng tại điểm khảo sát tính như sau:

$$F_v = \frac{kM_1 r}{d_1^3} (3 \cos^2 \varphi - 1) \quad (4-13)$$

và: $F_h = \frac{3}{2} \frac{kM_1 r}{d_1^3} \sin 2\varphi \quad (4-14)$

Trong đó: M_1 - khối lượng của Mặt Trăng;

d_1 - khoảng cách giữa tâm Trái Đất với Mặt Trăng.

Cuối cùng Niuton đã tìm ra độ lớn của sức hút thuỷ triều do Mặt Trăng lớn hơn so với độ lớn thuỷ triều do Mặt Trời sinh ra 2,17 lần mặc dù khối lượng của Mặt Trời lớn gấp 27 triệu lần khối lượng của Mặt Trăng. Sở dĩ như vậy là do khoảng cách từ Trái Đất tới Mặt Trời dài gấp 400 lần khoảng cách từ Trái Đất tới Mặt Trăng.

Trong hai thành phần của sức hút thuỷ triều thì thành phần theo phương thẳng đứng (ngược chiều với phương dây dợ) mặc dù lớn hơn nhưng không có khả năng gây nên chuyển động đáng kể của các phân tử nước trên đại dương để tạo thành thuỷ triều (nhỏ hơn

trọng lực 9 triệu lân hay bằng 0,00000011176g; g - gia tốc rơi tự do). Trong khi đó, thành phần theo phương nằm ngang tuy nhỏ nhưng lại gây nên sự chuyển động của các phân tử nước, dẫn đến hiện tượng nước ở nơi này dâng lên và nơi khác hạ xuống đó là hiện tượng thuỷ triều.

Để xác định độ lớn thuỷ triều, xuất phát từ giả thiết ban đầu Niuton cho rằng tất cả các mô men vật lý ở trạng thái cân bằng dưới tác dụng của trọng lực và sức hút thuỷ triều của thiên thể (Mặt Trăng và Mặt Trời) nên mặt nước biển và đại dương ở trạng thái cân bằng (chính vì vậy mà Lý thuyết thuỷ triều của Niuton còn có tên gọi là Thuyết tĩnh học thuỷ triều):

Mặt cân bằng này được viết như sau:

$$\Omega_g + \Omega_t = C \quad (4-15)$$

Trong đó: Ω_g - hàm trọng lực;

Ω_t - hàm sức hút thuỷ triều;

C - hằng số.

Nếu chúng ta gọi M_o là khối lượng của Trái Đất thì hàm trọng lực sẽ là:

$$\Omega_g = \int_x^{\infty} k \frac{M_o}{s^2} ds \quad (4-16)$$

Trong đó: $M_o = 5,99 \times 10^{24}$ kg;

và $M_1 = M_o/81,31$; và $M = M_o \times 333400$;

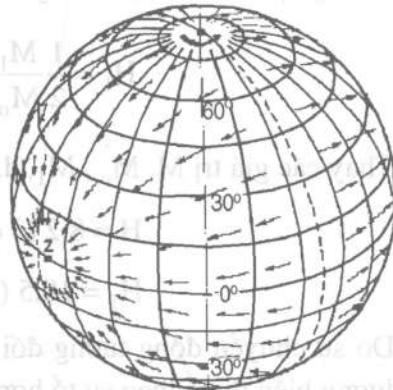
s - khoảng cách tính từ tâm của Trái Đất; khi $s = \infty$ thì $\Omega_g = 0$.

Hàm sức hút thuỷ triều của Mặt Trời được xác định như sau:

$$\Omega_t = \int_x^{\infty} k \frac{M \times s}{d^3} (3 \cos^2 \varphi - 1) ds \quad (4-17)$$

Qua quá trình biến đổi toán học nếu ta đặt $H = X - r$ là độ cao mực nước dâng lên so với mực nước trung bình cuối cùng ta nhận được biểu thức xác định độ lớn thuỷ triều do Mặt Trời sinh ra là:

$$H = \frac{1}{2} \frac{M}{M_o} \frac{r^3}{d^3} (3 \cos^2 \varphi - 1) \times r \quad (4-18)$$



Hình 4-4. Lực thuỷ triều

Tương tự đối với Mặt Trăng ta có:

$$H_1 = \frac{1}{2} \frac{M_1}{M_o} \times \frac{r^3}{d_1^3} (3 \cos^2 \varphi - 1) \times r \quad (4-19)$$

Thay các giá trị M , M_o , M_1 , d , d_1 và r vào hai phương trình trên ta nhận được:

$$H = 8,2 (3 \cos^2 \varphi - 1) \quad (4-20)$$

$$H_1 = 18,5 (3 \cos^2 \varphi - 1) \quad (4-21)$$

Do sự chuyển động tương đối của các thiên thể trong vũ trụ nên mặt nước biển và đại dương biến thiên theo sự tổ hợp của các sức hút thuỷ triều Mặt Trăng và Mặt Trời:

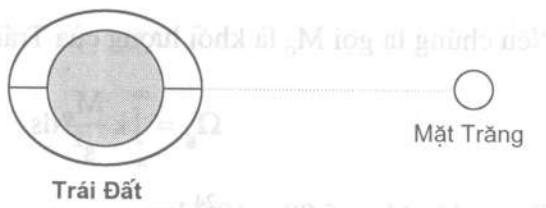
$$\mathcal{H} = H + H_1 \quad (4-22)$$

Theo công thức này Niuton xác định được độ lớn thuỷ triều lớn nhất vào những ngày sóc, ngày vọng là 80,1cm (gọi là triều sóc, vọng) và vào những ngày thượng hạ huyền là 30,9cm (và gọi là triều trực thế).

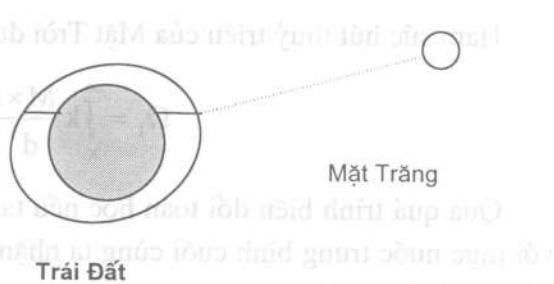
Do ảnh hưởng của sức hút thuỷ triều của Mặt Trăng lớn hơn 2,17 lần so với Mặt Trời nên chu kỳ triều thường tính theo ngày Mặt Trăng (24h50ph).

Thuyết thuỷ triều của Niuton lần đầu tiên đã chứng minh được nguyên nhân sinh ra hiện tượng thuỷ triều là do lực hấp dẫn của các thiên thể (Mặt Trăng và Mặt Trời) đối với Trái Đất. Nó cũng đã giải thích được một loạt những đặc trưng quan trọng của thuỷ triều như tính chu kỳ và sự chênh lệch thuỷ triều (độ lớn thuỷ triều):

- Sự chênh lệch thuỷ triều phụ thuộc vào sự biến thiên hướng của lực hấp dẫn từ các thiên thể đối với Trái Đất. Trong một năm hướng từ Trái Đất đến Mặt Trời ít thay đổi trong một tháng, nhưng hướng tới Mặt Trăng thay đổi tới 360° . Nên người ta gọi là chênh lệch thuỷ triều theo tuần trăng. Trong một tháng có hai lần độ lớn thuỷ triều lớn nhất vào các ngày sóc và vọng (kỳ sóc vọng); và nhỏ nhất vào các ngày thượng hạ huyền (kỳ trực thế).



Hình 4-5. Khi thiên thể nằm ở mặt phẳng xích đạo sinh ra hiện tượng bán nhật triều đều



Hình 4-6. Khi thiên thể nằm ở mặt phẳng có độ xích vĩ lớn nhất, sinh ra hiện tượng nhật triều đều

- Do có sự biến thiên độ xích vĩ của Mặt Trăng và Mặt Trời (biến thiên góc nghiêng của mặt phẳng bạch đạo và hoàng đạo so với mặt phẳng xích đạo) nên chênh lệch triều cũng biến đổi theo. Theo thuyết thuỷ triều của Niuton khi Mặt Trăng có độ xích vĩ lớn nhất thì độ lớn thuỷ triều hàng ngày đạt giá trị cực đại và gọi là triều chí tuyế (hay triều tropic). Thuỷ triều vào những ngày Mặt Trăng có độ xích vĩ bằng không gọi là thuỷ triều phân điểm hay thuỷ triều xích đạo.

- Mặt khác, quỹ đạo mà Mặt Trăng quay xung quanh Trái Đất, và Trái Đất quay xung quanh Mặt Trời không phải là các đường tròn mà là elíp nên có lúc chúng ở gần nhau và cũng có lúc chúng xa nhau. Dẫn đến lực hút thuỷ triều do Mặt Trăng, Mặt Trời sinh ra cũng có những lúc mạnh (khi ở cận điểm) lúc yếu (khi ở viễn điểm) tạo nên sự biến thiên của độ lớn thuỷ triều và người ta gọi đó là sự chênh lệch triều thị sai. Độ lớn thuỷ triều cận điểm của Mặt Trăng lớn hơn so với khi nó ở viễn điểm 40%; còn của Mặt Trời chênh nhau 10%.

Trong năm, độ lớn thuỷ triều xảy ra trong hai trường hợp sau đây: khi Mặt Trăng, Mặt Trời và Trái Đất cùng nằm trên một đường thẳng và có khoảng cách tới Trái Đất gần nhất.

Thuyết thuỷ triều của Niuton cũng giải thích được hiện tượng bán nhật triều nếu thiên thể tác dụng nằm trên mặt phẳng xích đạo. Khi thiên thể càng lệch về cực thì hiện tượng nhật triều càng rõ nét...

Mặc dù thuyết thuỷ triều của Niuton đã giải thích được nhiều tính chất quan trọng của hiện tượng thuỷ triều nhưng khó khăn lớn nhất gấp phải đó là thực tế. Nếu tính toán theo lý thuyết là đúng thì tại sao độ lớn thuỷ triều lớn nhất quan trắc được trên đại dương thế giới không phải là $0,8 \div 0,9m$ mà là $18 \div 19m$ như ở vịnh Phundy (Canada), và nhiều nơi gần như không có thuỷ triều như biển Ban tích cùng vĩ độ.

Sau Niuton gần 100 năm, công cuộc khám phá bí ẩn của hiện tượng thuỷ triều không tiến triển được là bao. Năm 1722 Bác Nâu một nhà khoa học người Pháp đã mô tả hiện tượng thuỷ triều là do áp lực của Mặt Trăng trên tầng khí quyển. Vì thế Vonte (người Pháp) đã châm biếm viết là: ở Pari áp lực của Mặt Trăng gây ra triều dâng và triều rút còn ở London thì nước biển lại bị hút về phía Mặt Trăng.

Do thực tiễn đòi hỏi phải có những dự tính về thuỷ triều có độ chính xác cao hơn nên việc xây dựng lý thuyết hoàn chỉnh về thuỷ triều ngày càng trở nên cấp bách. Viện Hàn lâm Khoa học Pháp đã mở ra cuộc thi tài về đề tài thuỷ triều và đã thu hút rất nhiều nhà khoa học lớn của thế giới lúc bấy giờ. Song đến năm 1740 thời hạn thi đã kết thúc mà vẫn chưa tìm ra được người trúng giải theo đúng với những yêu cầu đã đặt ra. Cũng trong thời gian đó, những tài liệu đo đạc về thuỷ triều được tích luỹ ngày một nhiều. Đáng chú ý nhất là những kết quả đo đạc của Pie Laplace (Viện sĩ Viện Hàn lâm Khoa học Pari) thực hiện ở cảng Brest.

Cho mãi đến năm 1775, Laplace đã đọc một báo cáo quan trọng trước Viện Hàn lâm Khoa học Pari về một lý thuyết thuỷ triều mới - *thuyết động lực về thuỷ triều*. Nó đã đánh dấu một bước tiến rất quan trọng trong lĩnh vực khám phá hiện tượng thuỷ triều. Đã cung cấp những cơ sở khoa học cho những phương pháp dự tính thuỷ triều có độ chính xác cao sau này.

Khác với Newton coi nước trên đại dương thế giới luôn ở trạng thái cân bằng yên tĩnh dưới tác dụng của sức hút thuỷ triều và trọng lực; Laplace đã coi nước trên đại dương luôn chuyển động. Ông đã cho rằng chính lực hấp dẫn vũ trụ của Mặt Trăng, Mặt Trời đã gây ra những dao động cường bức của nước trên đại dương, chênh lệch triều lớn nhất xảy ra khi thiên thể ở thiên đỉnh và nhỏ nhất xảy ra khi thiên thể tác dụng nằm ở chân trời. Ở bất kỳ vùng nào trên đại dương cũng chịu tác dụng của lực sinh ra thuỷ triều tương ứng. Lực này thay đổi theo giờ từ lớn nhất đến nhỏ nhất sau đó lại lớn nhất... có tính chu kỳ và tuỳ thuộc vào sự chuyển động của thiên thể tác dụng (Mặt Trăng, Mặt Trời ...).

Tính chất chu kỳ của lực tác dụng - lực hút thuỷ triều được xem là phát hiện quan trọng của Laplace. Chính vì các lực đó biến thiên tuần hoàn mà sinh ra chuyển động của nước trên đại dương thế giới có tính chất chu kỳ. Vì vậy, Laplace đã coi thuỷ triều là một loại chuyển động sóng. Sóng cường bức được hình thành vào lúc thiên thể di qua thiên đỉnh sau đó nó truyền đi dưới dạng sóng tự do và không phụ thuộc vào lực hình thành ra nó nữa. Tốc độ truyền đi của sóng tự do này lại phụ thuộc vào độ sâu của vùng nước.

Để xác định mực nước triều Laplace dựa trên hai nguyên tắc cơ bản là:

Chu kỳ dao động của mực nước biển do tác dụng của lực sinh ra thuỷ triều đúng bằng chu kỳ của lực tác dụng đó.

Nếu có nhiều lực tuần hoàn tác dụng cùng một lúc, thì có thể xem xét dao động của từng lực thành phần một cách riêng rẽ, và tác dụng chung của các lực tính được bằng cách tổng hợp các dao động của các lực thành phần đó lại.

Xuất phát từ hai nguyên tắc trên trong khi xây dựng lý thuyết thuỷ triều của mình Laplace lần đầu tiên đã nhận được những phương trình chuyển động thuỷ triều ở đại dương có độ sâu không đổi coi lực thuỷ triều như là ngoại lực. Lý thuyết này cho phép giải thích được hiện tượng thuỷ triều một cách đầy đủ hơn như: sự lệch pha và triều chí tuyến... Một kết luận quan trọng mà thuyết động lực thuỷ triều Laplace nhận được là *ánh hưởng của địa hình đáy biển (độ sâu vùng nước) đến độ lớn và chế độ thuỷ triều*. Nó đã chỉ ra con đường tính toán thuỷ triều sát với thực tế hơn.

Việc chỉ sử dụng những thừa số thiên văn vào tính toán độ cao thuỷ triều sẽ không thể đạt được những kết quả mong muốn. Vì vậy, công thức tính toán độ cao thuỷ triều đòi hỏi phải được xây dựng trên cơ sở so sánh giữa thuỷ triều thực với thuỷ triều tính theo lý thuyết. Từ con đường đó Laplace đã đi đến kết luận là muốn thu được công thức

tính toán dao động mực nước thuỷ triều cần phải đưa vào biên độ và pha của các dao động thành phần những *hệ số hiệu chỉnh*. Đối với mỗi địa phương những hệ số hiệu chỉnh này là không đổi và có thể tìm được nếu như có số liệu quan trắc mực nước.

Ta đã biết rằng độ cao thuỷ triều theo thuyết tinh học của Niuton được xác định bằng công thức sau:

$$h_m = \frac{3}{2} \frac{kM_m r^2}{gd^3} \left(\cos^2 Z_m - \frac{1}{3} \right) \quad (4-23)$$

Ta biểu diễn cosin khoảng cách thiên đỉnh Z_m qua vĩ độ địa phương ϕ , độ xích vĩ δ mặt trăng và góc giờ t theo công thức lượng giác cầu:

$$\cos Z_m = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos t \quad (4-24)$$

Thay $\cos Z_m$ của (4.24) vào (4.23) và sau một số biến đổi ta nhận được:

$$h_m = \frac{3}{2} \frac{kM_m r^2}{gd^3} \left[\frac{(1 - 3 \sin^2 \delta)(1 - 3 \sin^2 \phi)}{6} + \frac{1}{2} \sin 2\phi \sin 2\delta \cos t + \frac{1}{2} \cos^2 \phi \cos^2 \delta \cos 2t \right] \quad (4-25)$$

Biểu thức này sẽ đúng đối với trường hợp đại dương bao phủ cả Trái Đất bằng một lớp nước đồng đều, nước là chất lỏng lý tưởng không có quán tính và ma sát trong, tức là đối với triều tinh học.

Ta có thể xem các số hạng trong dấu ngoặc vuông như những thành phần dao động mực nước riêng lẻ có chu kỳ khác nhau:

$$h_m = h_1 + h_2 + h_3 \quad (4-26)$$

Thành phần đầu tiên h_1 ứng với sự thay đổi độ xích vĩ Mặt Trăng δ và chu kỳ của nó bằng nửa tháng (thuộc chu kỳ sóng dài). Sự thay đổi của góc giờ sẽ ảnh hưởng đến hai số hạng sau. Số hạng thứ hai h_2 phụ thuộc vào t ứng với chu kỳ một ngày mặt trăng (chu kỳ sóng nhật triều). Số hạng thứ ba h_3 có chu kỳ nửa ngày mặt trăng (chu kỳ sóng bán nhật triều).

Để có được công thức phù hợp với tính toán thực tế Laplace đã đề nghị đưa ra *các số hiệu chỉnh* vào biên độ và pha của các số hạng thứ hai và thứ ba - những số hạng biến đổi nhanh hơn cả. Ông không đưa các số hiệu chỉnh vào số hạng đầu vì số hạng này biến đổi chậm. Do biến đổi chậm nên đại lượng có thể kịp tiếp nhận vị trí cân bằng.

Với quan niệm như trên, thì công thức tính toán độ cao thuỷ triều so với mực nước trung bình có dạng như sau:

$$h_m = \frac{3}{2} \frac{kM_m r^2}{gd^3} \left[\frac{(1-3\sin^2 \delta)(1-3\sin^2 \varphi)}{6} + P_1 \sin 2\varphi \sin 2\delta \cos(t - \xi_1) + P_2 \cos^2 \varphi \cos^2 \delta \cos(2t - \xi_2) \right] \quad (4-27)$$

Trong đó: P_1, P_2, ξ_1, ξ_2 - các số hạng hiệu chỉnh được xác định từ tài liệu quan trắc thực tế dao động mực nước triều của cảng nghiên cứu.

Công thức (4-25) sau khi xác định được các số hiệu chỉnh có thể dùng để dự tính thuỷ triều Mặt Trăng cho bất kỳ ngày giờ nào ở nơi mà các hệ số hiệu chỉnh đã được xác định.

Tương tự công thức (4-25) ta có thể xác định được độ lớn thuỷ triều do Mặt Trời sinh ra. Độ cao thuỷ triều thực tế sẽ là tổng độ cao thuỷ triều do các sóng thành phần gây nên. Mỗi số hạng trong công thức (4-25) được coi là một sóng đơn giản.

Cách tính toán thuỷ triều như vậy nên kết quả dự tính thuỷ triều của Laplace đối với vùng bán nhật triều tương đối phù hợp. Nhưng đối với các vùng có chế độ thuỷ triều khác thì kết quả tính theo công thức của Laplace vẫn chưa đạt yêu cầu, vì rằng những dao động mực nước phức tạp không thể biểu diễn bằng 6 sóng đơn giản hình sin đều đặn được. Công thức của Laplace có hạn chế là không có thời gian Mặt Trời trung bình nên tại mỗi thời điểm cho trước phải tính sẵn một số đại lượng bổ sung như độ xích vĩ, góc giờ, khoảng cách từ tâm của Trái Đất đến tâm Mặt Trăng, Mặt Trời. Do đó công thức của Laplace không được phổ dụng trong thực tế. Tuy nhiên nguyên tắc, cách tính thuỷ triều của Laplace đã là tiền đề khoa học cho phương pháp dự tính thuỷ triều theo hàng số điều hoà sau này.

Theo lý thuyết thuỷ triều này thì các lực gây ra thuỷ triều của Mặt Trăng và Mặt Trời tạo thành hai dạng sóng: sóng cường bức và sóng tự do. Vào lúc thiên thể đi qua thiên đỉnh trên đại dương thì sóng cường bức được hình thành sau đó nó truyền đi như một sóng tiến tự do và không phụ thuộc vào lực tạo thành thuỷ triều đã tạo ra nó. *Tốc độ truyền của sóng tự do phụ thuộc vào độ sâu đại dương.* Khi ở vĩ độ 65° và độ sâu đại dương khoảng 4000m, sóng tự do truyền đi với vận tốc bằng sóng cường bức. Ở các vĩ độ nhỏ hơn 65° , thì tốc độ sóng tự do nhỏ hơn tốc độ sóng cường bức; còn ở các vĩ độ lớn hơn 65° thì tốc độ sóng tự do lớn hơn tốc độ của sóng cường bức. Do có sự không ăn khớp giữa các sóng tự do và sóng ép đã gây nên hiện tượng giao thoa sóng. Sự phản hồi của các sóng triều với các lực địa dẫn đến sự hình thành các sóng đứng.

So với thuyết tĩnh học thuỷ triều của Niuton, quan niệm của Laplace coi thuỷ triều là dạng chuyển động sóng rõ ràng là tiến bộ hơn. Do xét được các yếu tố địa phương nên lý thuyết thuỷ triều của Laplace đã cho phép giải thích được hiện tượng nguyệt kheoảng và tuổi triều xảy ra trong thực tế.

Lý thuyết này về sau đã được G. Airy (1846) phát triển cho trường hợp riêng thuỷ triều trong kênh, W. Thomson đã sử dụng vào tính thuỷ triều, lập bảng thuỷ triều theo phương pháp phân tích điều hoà.

4.3. DỰ TÍNH THUỶ TRIỀU THEO HÀNG SỐ ĐIỀU HOÀ

Một trong những nhiệm vụ cơ bản của khoa học là phải dự tính, dự báo hiện tượng xảy ra trong tương lai để phục vụ cho các mục đích khác nhau của con người. Hiện tượng thuỷ triều cũng là đối tượng cần phải được dự tính. Cho đến nay, các phương pháp dự tính thuỷ triều có nhiều, song ta có thể khái quát chúng theo hai nhóm phương pháp như sau:

- Các phương pháp xác định thuỷ triều theo không gian.
- Các phương pháp tính thuỷ triều tại một điểm theo thời gian.

Các phương pháp tính triều theo không gian thường có các hướng giải quyết như:

- + Giải tích các phương trình thuỷ động (tìm lời giải chính xác).
- + Giải số trị thuỷ động (giải gần đúng)
- + Giải đặc trưng.

Phương pháp tính triều theo thời gian gồm có:

- + Phương pháp phân tích điều hoà.
- + Phương pháp phân tích không điều hoà.
- + Phương pháp phân tích phổ.

Phương pháp phân tích điều hoà là một phương pháp phổ dụng nhất trong các bài toán dự tính mực nước triều hiện nay.

Dựa trên cơ sở lý thuyết thuỷ triều của Laplace, tư tưởng của phương pháp phân tích điều hoà là coi đường mực nước triều là tổng hoà của những đường dao động sóng đơn giản hình sin. Mỗi đường cong đó được mô tả bằng biểu thức toán học như sau:

$$Z = R \cos(qt - \zeta) \quad (4-28)$$

Trong đó:

R- biên độ sóng;

q- vận tốc góc của sóng, là một đại lượng không đổi đối với mỗi sóng (vì mỗi sóng là do thiên thể gây ra) không phụ thuộc vào điều kiện địa phương;

t- thời gian mặt trời trung bình (giờ);

ζ - góc pha ban đầu của sóng.

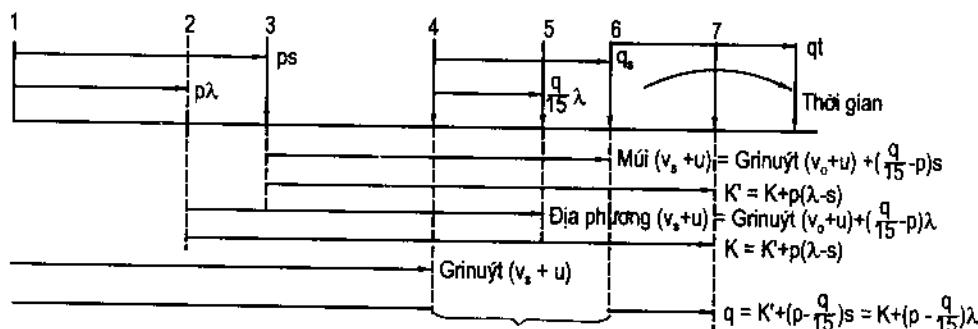
Biên độ thuỷ triều R được xem là tích hai thừa số f và H. Trong đó H là biên độ trung bình của sóng phụ thuộc vào điều kiện địa lý địa phương và không đổi với mỗi

nơi nghiên cứu. f là hệ số giản ước phụ thuộc vào các điều kiện thiên văn, tính theo quy luật vận động của các thiên thể trong không gian.

Pha ban đầu của sóng ζ cũng được triển khai thành tổng của hai số hạng $(v_0 + u) - g$. Số hạng đầu tiên $(v_0 + u)$ được gọi là đối số thiên văn (argument) ban đầu, nghĩa là khi $t = 0$. Nó được tính theo quy luật chuyển động của thiên thể cho 0 giờ (theo thời gian của kinh tuyến địa phương) trong ngày quan trắc đầu tiên hay ngày dự tính thuỷ triều đầu tiên. Những giá trị của đối số thiên văn và hệ số giản ước được xác định theo sự chỉ dẫn trong các "Sách hướng dẫn về chính lý quan trắc dao động mực nước biển".

Số hạng "g" cũng biểu thị bằng giờ là khoảng thời gian từ thời điểm thiên thể giả định trên thiên đỉnh của kinh tuyến tính thời gian đến thời điểm xuất hiện mực nước lớn nhất của sóng thành phần đang xét được gọi là góc vị của sóng, phụ thuộc vào các điều kiện địa lý địa phương, đối với mỗi điểm nghiên cứu là một đại lượng không đổi.

Các giá trị của H và g của mỗi sóng được xác định dựa trên cơ sở chính lý các tài liệu quan trắc dao động mực nước tại điểm nghiên cứu. Vì ở mỗi điểm nghiên cứu những đại lượng này không đổi cho nên người ta gọi chúng là các hằng số điều hoà.



Hình 4-7. Sự biểu diễn cách tính các góc vị:

1. Thời điểm thiên thể giả định ở thiên đỉnh trên kinh tuyến Greenwich;
2. Thời điểm thiên thể giả định ở thiên đỉnh trên kinh tuyến địa phương;
3. Thời điểm thiên thể giả định ở thiên đỉnh trên kinh tuyến múi giờ s ;
4. 0 giờ thời gian Greenwich trong ngày quan trắc đầu tiên;
5. 0 giờ ngày quan trắc đầu tiên theo thời gian địa phương;
6. 0 giờ ngày quan trắc đầu tiên theo thời gian múi giờ;
7. Thời điểm mực nước cao nhất của sóng thành phần.

Rõ ràng, cả phần thiên văn của pha lẫn góc vị của sóng đều phụ thuộc vào hệ tính thời gian. Trong thực hành dự tính thuỷ triều người ta công nhận hai hệ thống tính thời gian: Thời gian theo múi giờ và thời gian địa phương.

Tùy thuộc vào hệ tính thời gian các thành phần thiên văn của pha và góc vị có thể được biểu diễn bằng thời gian theo múi giờ và thời gian địa phương. Cách tính các góc vị

và phần thiên văn của pha trong các hệ thống thời gian khác nhau và công thức chuyển đổi từ hệ này sang hệ khác được biểu diễn trên hình trên.

Trong các bảng biểu của các sách hướng dẫn chỉnh lý thuỷ triều các tham số thiên văn của pha được dẫn theo thời gian Greenwich, trong khi đó việc dự tính thuỷ triều thường được thực hiện theo thời gian mui. Vì vậy để đơn giản tính toán người ta dùng góc vị đặc biệt g tính theo thời gian mui bằng công thức sau:

$$g = K' + \left(p - \frac{q}{15} \right) s \quad (4-29)$$

Trong đó chữ p là chỉ chu kỳ sóng trong một ngày; đối với bán nhật triều p = 2, đối với nhật triều p = 1; K' là góc vị tính bằng thời gian theo mui; K - là thời gian địa phương; λ - là kinh độ địa phương; s - là kinh độ của mui.

Khi đó các công thức tính toán độ cao thuỷ triều theo các hệ thống tính thời gian khác nhau như sau:

a) Theo thời gian mui:

$$h = Z_0 + fH \cos[qt_{\text{mui}} + \text{mui}(v_0 + u) - K'] \quad (4-30)$$

b) Theo thời gian địa phương:

$$h = Z_0 + fH \cos[qt_{\text{địa phương}} + \text{địa phương}(v_0 + u) - K]. \quad (4-31)$$

Khi sử dụng góc vị đặc biệt:

$$h = Z_0 + \Sigma f_i H_i \cos[qt_{\text{mui}} + \text{greenwich}(v_0 + u) - g] \quad (4-32)$$

Góc vị đặc biệt g và biên độ H (hằng số điều hoà) là không đổi đối với mỗi địa điểm tính toán.

$$Z = f \times H \cos[qt + (v_0 + u) - g] \quad (4-33)$$

Với giả thiết rằng mỗi sóng thành phần là do kết quả tác động của một thiên thể giả quay xung quanh Trái Đất theo những quỹ đạo trên mặt phẳng xích đạo, có bán kính khác nhau, tốc độ góc khác nhau.

Độ cao của mực nước triều ở bất kỳ thời điểm nào có thể biểu diễn dưới dạng toán học như sau:

$$\begin{aligned} h_i = Z_0 &+ \sum f_2 H_2 \cos [q_2 t + (v_0 + u)_2 - g_2] + \sum f_1 H_1 \cos [q_1 t + (v_0 + u)_1 - g_1] + \\ &+ \sum f_m H_m \cos [q_m t + (v_0 + u)_m - g_m] + \sum f_k H_k \cos [q_k t + (v_0 + u)_k - g_k] + \\ &+ \sum f_s H_s \cos [q_s t + (v_0 + u)_s - g_s] \end{aligned} \quad (4-34)$$

Trong đó Z_0 là độ cao trung bình của mực nước biển so với số "0" độ sâu ở nơi nghiên cứu.

Những chỉ số đứng cạnh các đại lượng có nghĩa như sau:

2 - những sóng thành phần có chu kỳ gần với nửa ngày - sóng bán nhật.

1 - những sóng thành phần thuỷ triều có chu kỳ một ngày.

m - những sóng thành phần thuỷ triều nước nông.

k - những sóng thành phần thuỷ triều Mặt Trăng - Mặt Trời phức tạp.

s - những sóng thành phần chu kỳ dài (nửa năm, một năm, nhiều năm).

Số sóng thành phần gây nên dao động thuỷ triều của nước biển G.H. Darwin đã tìm ra 93 sóng; A. Doodson (1921) đã khai triển tính tới 396 sóng (riêng nhật triều đã có 158 sóng).

Với phương pháp phân tích điều hoà bằng những máy tính sóng có độ chính xác cao, ngày nay người ta đã tách được 64 sóng nhưng trong thực tế chỉ dùng một số sóng chính đáng chú ý là 11 sóng như trong bảng 1.

**Bảng 4-1. Đặc trưng những thành phần cơ bản
của sóng thuỷ triều (theo Egorov [20])**

Ký hiệu sóng	Tên sóng	Giá trị trung bình của hệ số	Vận tốc góc của sóng $q^0/\text{giờ}$	Chu kỳ của sóng (giờ)
<i>Những sóng bán nhật triều:</i>				
M_2	Mặt Trăng chính	0,454	28,984	12,420
S_2	Mặt Trời chính	0,212	30,000	12,000
N_2	Mặt Trăng elip lớn	0,088	28,440	12,658
K_2	Xích vĩ (độ nghiêng) Mặt Trăng - Mặt Trời	0,058	30,082	11,967
<i>Những sóng nhật triều:</i>				
O_1	Mặt Trăng chính	0,189	13,943	25,819
P_1	Mặt Trời chính	0,088	14,959	24,066
Q_1	Mặt Trăng elip lớn	0,036	13,399	26,868
K_1	Xích vĩ (độ nghiêng) Mặt Trăng - Mặt Trời	0,266	15,041	23,934
<i>Những sóng nước nông:</i>				
M_4	Mặt Trăng phần tư ngày	Phụ thuộc vào điều kiện địa phương	57,968	6,210
M_6	Mặt Trăng phần sáu ngày		86,952	4,140
MS_4	Mặt Trăng - Mặt Trời phần tư ngày		59,016	6,100

Việc tính toán các hằng số điều hoà của các sóng thành phần được tiến hành theo quan trắc từng giờ dao động mực nước trong 15 ngày hay 30 ngày. Với dây 30 ngày người ta có thể xác định được hằng số điều hoà của tất cả 11 sóng có trong bảng 1.

Nhưng với dãy quan trắc 15 ngày người ta xác định trực tiếp hằng số điều hoà của 6 sóng: M2, S2, K1, O1, M4 và M6. Trong trường hợp này hằng số cơ bản của 4 sóng cơ bản còn lại được xác định theo những công thức liên hệ đơn giản như sau:

$$H_{K2} = \frac{H_{S2}}{3,67}; g_{K2} = g_{S2} - 0,081(g_{S2}-g_{M2});$$

$$H_{N2} = H_{M2}/5; g_{N2} = g_{S2} - 1,536(g_{S2}-g_{M2});$$

$$H_{P1} = H_{K1}/3; g_{P1} = g_{K1} - 0,075(g_{K1}-g_{O1});$$

$$H_{Q1} = H_{O1}/3; g_{Q1} = g_{K1} - 1,496(g_{K1}-g_{O1});$$

Bài toán dự tính thuỷ triều bằng phương pháp phân tích điều hoà phải giải quyết 3 vấn đề sau đây:

- Xác định các hằng số điều hoà.
- Dự tính quá trình mực nước triều cho điểm nghiên cứu.
- Xác định những đặc trưng cơ bản của mực nước triều cho điểm nghiên cứu.

Để giải quyết vấn đề thứ nhất từ biểu thức (4.28) ta khai triển:

$$R\cos(qt-\zeta) = A \cos(qt) + B \sin(qt) \quad (4-35)$$

Trong đó $A = R\cos(\zeta)$

$$B = R\sin(\zeta)$$

Từ đó $R = \sqrt{A^2 + B^2} \quad (4-36)$

$$\zeta = \arctg(B/A) \quad (4-37)$$

Từ tài liệu quan trắc mực nước triều theo thời gian h_t ta có thể xác định các giá trị của A và B của các sóng thành phần; sau đó tính R và ζ rồi tính các hằng số điều hoà:

$$H = R/f \text{ và } g = (v_0 + u) + \zeta \quad (4-38)$$

Khi đó: $h_t = Z_o + \sum [A \cos(qt) + B \sin(qt)] \quad (4-39)$

Các độ cao mực nước từng giờ h_t được xác định từ tài liệu quan trắc. Các tốc độ góc q của mỗi sóng được xác định từ lý thuyết theo bảng trên. Vì vậy công thức này chỉ còn các hệ số A và B là ẩn số. Nếu tính hằng số điều hoà của 8 sóng thành phần thì số phương trình cần phải có là không ít hơn 16, còn khi tính hằng số điều hoà của 11 sóng thành phần thì số phương trình không được ít hơn 22.

Nhưng nếu tính A và B từ một số phương trình tối thiểu sẽ chưa đủ độ chính xác vì vậy người ta thường lập số phương trình nhiều hơn rất nhiều so với số ẩn và áp dụng phương pháp bình phương tối thiểu. Nghĩa là phải lập số phương trình nhiều gấp bội lần số ẩn. Vì vậy khối lượng tính toán tăng nhiều.

Dawin đã đưa ra phương pháp tính toán tách từ độ cao quan trắc tổng cộng của thuỷ triều những sóng thành phần riêng biệt.

Bản chất của phương pháp này như sau:

Giả thiết rằng độ cao triều tổng cộng là h được xác định bởi hai sóng thành phần: M2 và S2 có chu kỳ gần bằng nhau, có các biên độ H và pha g khác nhau, nghĩa là:

$$h_t = h_t^{M2} + h_t^{S2} = H_{M2} \cos(q_{M2}t - g_{M2}) + H_{S2} \cos(q_{S2}t - g_{S2}) \quad (4-40)$$

Ta quy ước một phần 24 của một ngày là giờ sóng. Khi đó đối với các sóng toàn nhật chu kỳ của chúng sẽ là một ngày sóng, đối với sóng bán nhật chu kỳ gấp đôi, đối với sóng một phần tư ngày - chu kỳ gấp 4, v.v...

Vì chu kỳ các sóng khác nhau nên các giờ sóng cũng không giống nhau. Thí dụ đối với sóng S2 với chu kỳ bằng 12 giờ trung bình, ngày sóng sẽ bằng 24 giờ trung bình, và giờ sóng bằng 1 giờ trung bình.

Đối với sóng M2 với chu kỳ bằng 12,42 giờ trung bình, ngày sóng sẽ bằng 24,84 giờ trung bình, còn giờ sóng sẽ là 1,035 giờ trung bình, mà đối với sóng M2 lại được coi là đơn vị.

Do các chu kỳ sóng và vận tốc góc tương ứng của chúng không bằng nhau, mà hiệu số các pha giữa cặp sóng bất kỳ sẽ tăng dần lên. Như vậy ngày đầu hiệu pha của sóng S2 và M2 mà chúng ta chọn trong hình dưới là ϕ_1 , ngày thứ hai là ϕ_2 , ngày thứ ba - ϕ_3 , v.v... Sau một số ngày (chu kỳ) nhất định hiệu này sẽ đạt 360° . Ta có thể tính được số ngày này như sau:

Vận tốc góc của sóng M2 và S2 là q_{M2} và q_{S2} còn chu kỳ sẽ là:

$$\tau_{M2} = \frac{360}{q_{M2}} \text{ và } \tau_{S2} = \frac{360}{q_{S2}} \quad (4-41)$$

Sau một chu kỳ của mình sóng M2 chuyển dịch đi được một góc bằng:

$$q_{M2}\tau_{M2} = q_{M2} \frac{360}{q_{M2}} \quad (4-42)$$

nghĩa là bằng 360° . Sóng S2 cũng sau khoảng thời gian ấy dịch chuyển được một góc bằng:

$$q_{S2}\tau_{M2} = q_{S2} \frac{360}{q_{M2}} \quad (4-43)$$

khác với 360° . Như vậy, sau một chu kỳ sóng M2 hiệu pha hai sóng sẽ là:

$$q_{M2} \frac{360}{q_{M2}} - q_{S2} \frac{360}{q_{M2}} = (q_{M2} - q_{S2}) \frac{360}{q_{M2}} \quad (4-44)$$

Sau n chu kỳ sóng sẽ là:

$$(q_{M2} - q_{S2}) \frac{360}{q_{M2}} \cdot n \quad (4-45)$$

Nếu điều kiện sao cho hiệu pha bằng 360° thì có thể xác định được số ngày (chu kỳ) của sóng M2:

$$(q_{M2} - q_{S2}) \frac{360}{q_{M2}} \cdot n = 360 \quad (4-46)$$

Từ đó ta có thể xác định được chu kỳ cần thiết n là:

$$n = \frac{q_{M2}}{(q_{M2} - q_{S2})} \quad (4-47)$$

Chúng ta lấy tổng các độ cao mực nước triều h_t ở cùng một giờ sóng M2 trong từng ngày, với n ngày (n được tính từ công thức trên), thì sau khoảng thời gian này sóng S2 sẽ dịch chuyển về pha đi được 360° so với sóng M2, và như vậy sẽ đi qua tất cả các vị trí có thể có so với sóng M2.

Từ hình vẽ dưới cho thấy rằng các tung độ của sóng M2 ở cùng một giờ của những ngày khác nhau đều bằng nhau. Còn các tung độ của sóng S2 lấy ở chính các giờ ấy của sóng M2 vào các ngày khác nhau sẽ khác nhau cả về giá trị và về dấu, nhưng tổng các tung độ của sóng S2 ở cùng một giờ sóng M2 sau n ngày là bằng không.

Như vậy đối với một giờ bất kỳ của sóng M2 đẳng thức:

$$\sum_1^n h_t = \sum_1^n h_t^{M2} + \sum_1^n h_t^{S2} \quad (4-48)$$

$$\text{Chuyển thành: } \sum_1^n h_t = \sum_1^n h_t^{M2} \quad (4-49)$$

$$\text{Vì rằng: } \sum_1^n h_t^{S2} = 0 \quad (4-50)$$

Vì ở một giờ cho trước của sóng M2 độ cao của nó giữ nguyên không đổi trong mọi ngày nên ta có thể viết:

$$\sum_1^n h_t = n h_t^{M2} \quad (4-51)$$

$$\text{Từ đó: } h_t^{M2} = \frac{1}{n} \sum_1^n h_t \quad (4-52)$$

Công thức trên đúng với giờ bất kỳ nào của sóng M2. Như vậy ta đã tách được 24 tung độ từng giờ trung bình của sóng M2 ra khỏi tung độ từng giờ chung h_t .

Tương tự thực hiện các phép tính các tung độ h_t cho chu kỳ sóng S2 thì sóng M2 bị loại trừ. Tung độ của từng giờ trung bình của sóng S2 được xác định.

Đến đây ta có thể được 24 phương trình dạng:

$$h_t^{M2} = A_{M2} \cos(q_{M2}t) + B \sin(q_{M2}t) \quad (4-53)$$

Cho mỗi giờ t của sóng M2 từ 0 đến 23 giờ, chúng chỉ có 2 ẩn số là các hệ số A_{M2} và B_{M2} , được xác định bằng phương pháp bình phương tối thiểu. Từ lý thuyết bình phương tối thiểu, nếu đối số (ở đây là t) lấy bằng nhau thì các hệ số trên được xác định bằng các hệ thức đơn giản:

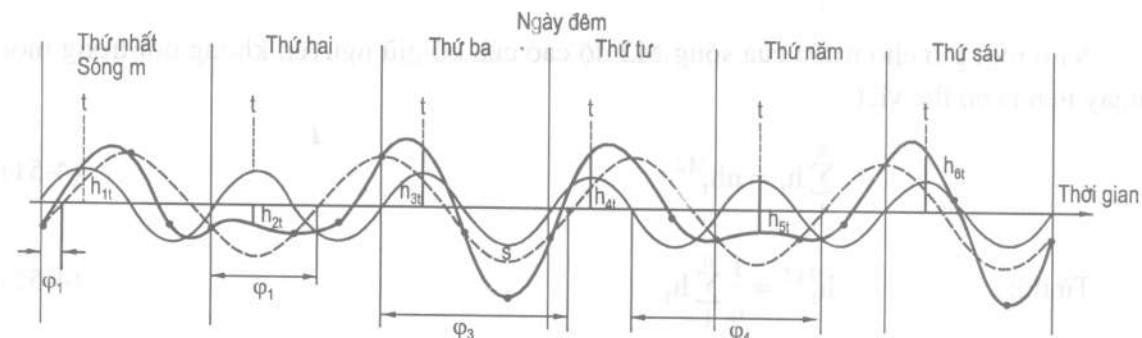
$$A_{M2} = \frac{1}{12} \sum_0^{23} h_t^{M2} \cos(q_{M2}t) \quad (4-54)$$

$$B_{M2} = \frac{1}{12} \sum_0^{23} h_t^{M2} \sin(q_{M2}t) \quad (4-55)$$

Việc xác định các hệ số A_{M2} và B_{M2} thì ta chỉ cần 2 phương trình là đủ nếu như các tung độ từng giờ của các sóng riêng biệt được tách ra một cách thuần khiết từ tung độ triều tổng cộng. Nhưng điều đó không thể làm được vì độ cao thuỷ triều không phải chỉ là tổng có 2 sóng thành phần mà của một số lượng sóng lớn hơn. Vì vậy với cách cộng trên mới chỉ loại trừ hoàn toàn được một sóng. Các sóng khác làm lệch giá trị thực của tung độ sóng M2 được tách ra. Để giảm bớt sai số khi tính hệ số A_{M2} và B_{M2} người ta lấy cả 24 chứ không phải là 2 phương trình trên.

Đối với hệ số A và B của các sóng thành phần khác được xác định tương tự. Theo như nguyên tắc trình bày trên trong thực tế người ta lập các bảng tính mẫu.

Sau khi có các hằng số điều hoà của các sóng thành phần ta tiến hành tính quá trình mực nước triều theo công thức (4.34).



Hình 4-8. Giải thích nguyên tắc chỉnh lý xác định hằng số điều hoà theo phương pháp G.H. Dawin

Từ độ cao thuỷ triều từng giờ tính được ta có thể xác định đường quá trình thuỷ triều và cuối cùng giải quyết vấn đề thứ ba của bài toán phân tích điều hoà là xác định độ cao và thời gian xuất hiện nước lớn, nước ròng... và lập bảng thuỷ triều hàng năm. Ở nước ta các "Bảng thuỷ triều" hàng năm cho các cảng ven biển Việt Nam do Trung tâm Khí tượng Thuỷ văn biển xuất bản cũng được dự tính theo phương pháp này.

Ngày nay ta có thể tham khảo Chương trình dự tính thuỷ triều WXTide32 của Mike Hopper tính thuỷ triều và dòng triều cho khoảng 8800 trạm trên toàn thế giới. Kết quả có thể biểu diễn dưới dạng biển thiền đồ thị hay dưới dạng bảng mục nước hàng ngày giờ theo lịch. Thời gian dự tính từ 1970 đến 2038. Đã qua 12 phiên bản từ Version 1.1 1998/02/10 đến phiên bản Version 2.7 2002/02/20. Bản quyền 1997 của David Flater và sau cho được tự do tải từ mạng internet.

4.4. PHÂN LOẠI THỦY TRIỀU

Thủy triều ven bờ các đại dương thế giới rất đa dạng. Tuy nhiên vẫn có thể quy chúng về một số loại chính như:

Trong lịch sử nghiên cứu thủy triều thấy nổi lên hai cách phân loại đáng chú ý như sau:

- Phân loại thủy triều theo độ lớn (biên độ).
 - + Triều yếu;
 - + Triều trung bình;
 - + Triều mạnh.
- Phân loại thủy triều theo chu kỳ.

Kiểu 1. Chia thủy triều ra làm năm loại:

- + Bán nhật triều đều;
- + Bán nhật triều không đều;
- + Nhật triều đều;
- + Nhật triều không đều;
- + Triều hôn tấp.

Kiểu 2. Dựa trên cơ sở phép phân tích điều hoà của một số sóng thành phần chính, và dùng trị số của tỷ số giữa độ lớn của 4 sóng thành phần:

- + K1 sóng nhật triều xích vĩ Mặt Trăng - Mặt Trời ;
- + O1 sóng nhật triều chính Mặt Trăng;
- + M2 sóng bán nhật triều chính Mặt Trăng;
- + S2 sóng bán nhật triều chính Mặt Trời.

Chỉ tiêu phân loại:

* Theo O. Krümmel và N.P. Vladimirska:

$$H = \frac{h_{K1} + h_{O1}}{h_{M2} + h_{S2}} \quad (4-56)$$

* Theo A.I. Đuvanin và G. Dietrich:

$$H = \frac{h_{K1} + h_{O1}}{h_{M2}} \quad (4-57)$$

Trong đó: h_{K1} , h_{O1} , h_{M2} , h_{S2} là độ lớn của các sóng thành phần.

Cách phân loại này có tính định lượng cụ thể và đã được dùng nhiều trong thực tế hiện nay.

Cân cứ vào chỉ tiêu trên A.I. Đuvanin đã phân loại thuỷ triều theo bảng như sau:

Trong số 3000 địa điểm trên thế giới đã tính được hàng số điều hoà chỉ có 145 điểm có $H > 4,0$. Trong đó có 19 trường hợp $H > 20,0$, riêng ở Việt Nam có 7 điểm. Chỉ số lớn nhất $H = 47,67$ tính được là ở Long Châu cửa sông Nam Triệu. Giá trị lớn nhất thế giới $H = 51,0$ tính được ở mỏm Longkuas (Indônêxia).

Bảng 4-2. Phân loại thuỷ triều

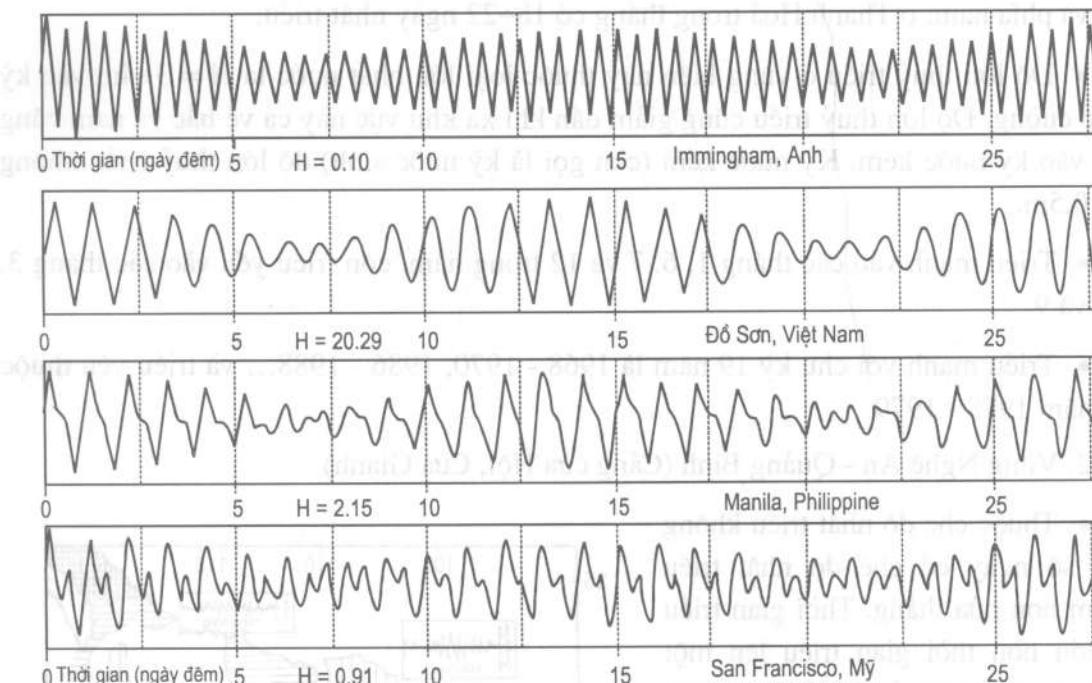
Kiểu triều đặc trưng	Bán nhật triều đều	Triều hỗn hợp		Nhật triều
		Bán nhật triều không đều	Nhật triều không đều	
$H = \frac{h_{K1} + h_{O1}}{h_{M2}}$	$0,0 < 0,5$	$0,5 \div 2,0$	$2,0 \div 4,0$	$> 4,0$
Thế giới	* Hầu khắp Đại Tây Dương	* Nhiều nơi thuộc Ấn Độ Dương, Thái Bình Dương.	* Nhiều nơi thuộc Thái Bình Dương.	* Một số ít biển chủ yếu ở Thái Bình Dương
Việt Nam	* Cửa Thuận An	* Vũng tàu	* Cửa Hội, Quy Nhơn	* Hòn Dáu

Tính chất và độ lớn thuỷ triều ven các bờ đại dương thế giới rất đa dạng (xem hình 4-9).

Thuỷ triều Biển Đông

Biển đông với diện tích $3.447.000\text{km}^2$, độ sâu trung bình 1140m, sâu nhất 5416m. Chiều dài nhất theo trục của biển từ Singapore tới đảo Đài Loan khoảng 3000km và

chiều rộng hẹp nhất giữa bờ biển từ Nam Bộ (Việt Nam) đến Klimanta khoảng 1000km. Vùng có độ sâu trên 2000m chỉ chiếm 1/4 diện tích tập trung ở trung tâm và phía đông của biển. Vùng thềm lục địa sâu nhỏ hơn 200m chiếm diện tích quá nửa. Biển Đông ăn thông với Thái Bình Dương qua các eo biển Đài Loan sâu dưới 100m rộng 50÷60km, qua cửa lạch chính Bashi, rộng trên 400km và sâu trên 3000m. Phía đông ăn thông với biển Xulu qua một số lạch không sâu lắm (< 200m) và tương đối hẹp. Phía nam ăn thông với biển Java qua vùng thềm lục địa Xunda khá nông nhưng rộng (trên 500km). Giữa biển có nhiều hòn đảo san hô như quần đảo Hoàng Sa và Trường Sa.



Hình 4-9. Chế độ thuỷ triều điển hình thực tế trên thế giới

Với điều kiện tự nhiên của Biển Đông, ngoài những điều kiện thiên văn, thuỷ triều trên biển còn chịu sự quy định của sự truyền bá các sóng triều vào từ Thái Bình Dương và Ấn Độ Dương. Khả năng truyền triều từ Ấn Độ Dương vào bị hạn chế bởi eo biển Malácca rất nông (khoảng 30 m) và rộng có 35km.

Vì vậy con đường chủ yếu các sóng triều truyền từ Thái Bình Dương qua lạch Bashi và eo biển Đài Loan. Theo Nguyễn Ngọc Thụy (1984) các sóng bán nhật triều từ Thái Bình Dương truyền vào qua hai cửa này là dạng sóng tiến lúc ban đầu có biên độ khá lớn (50cm đối với sóng M2) và nhanh chóng chuyển thành sóng đứng khi vào Vịnh Bắc Bộ với dải nút sóng Cát Bà - Bắc Lê (Hải Nam - Trung Quốc) có biên độ nhỏ nhất.

Các sóng nhật triều sau khi qua lạch Bashi tiếp tục truyền về phía tây dạng sóng tiến với tốc độ lớn (1500km/h) khi qua vùng nước sâu.

4.5. KHÁI QUÁT VỀ ĐẶC ĐIỂM THUỶ TRIỀU VEN BIỂN VIỆT NAM

Với trên 3260km bờ biển, ở nước ta có đủ cả bốn loại thuỷ triều theo chỉ tiêu phân loại của A.I. Duvanin. Theo chiều từ bắc xuống nam ta thấy:

1. Vùng ven biển từ Quảng Ninh đến Thanh Hoá (Cảng Hòn Gai, Hòn Dáu)

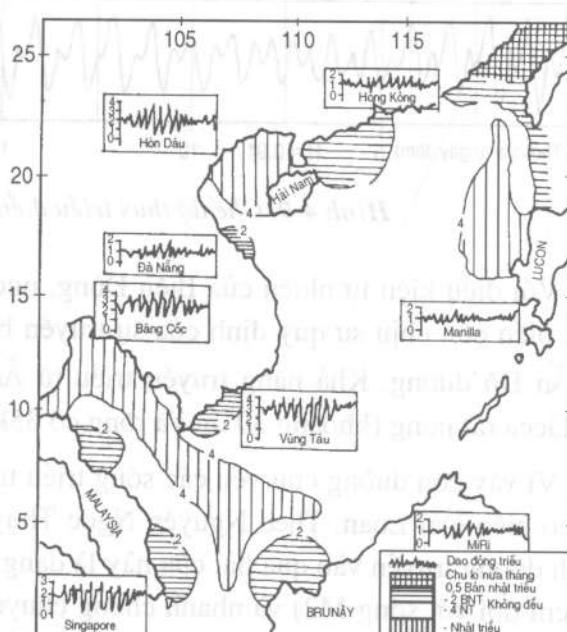
- Thuộc chế độ nhật triều đều (thuần nhất), hầu hết số ngày trong tháng là nhật triều ($24 \div 25$ ngày).
- Tính nhật triều càng kém thuần nhất khi xa khu vực Hòn Gai, Hòn Dáu về phía bắc và phía nam: ở Thanh Hoá trong tháng có $18 \div 22$ ngày nhật triều.
- Độ lớn thuỷ triều ở vùng biển này thuộc loại lớn nhất nước ta $H = 3 \div 4m$ vào kỳ nước cường. Độ lớn thuỷ triều cũng giảm dần khi xa khu vực này cả về bắc và nam cũng như vào kỳ nước kém. Kỳ nước kém (còn gọi là kỳ nước sinh) độ lớn thuỷ triều không quá $0,5m$.
- Triều mạnh vào các tháng 1, 6, 7 và 12 trong năm, còn triều yếu vào các tháng 3, 4, 8 và 9.
- Triều mạnh với chu kỳ 19 năm là 1968 - 1970, 1986 - 1988... và triều yếu thuộc các năm 1978 - 1979.

2. Vùng Nghệ An - Quảng Bình (Cảng cửa Hội, Cửa Gianh)

- Thuộc chế độ nhật triều không đều, số ngày có chế độ nhật triều chiếm hơn nửa tháng. Thời gian triều rút lớn hơn thời gian triều lên một cách rõ rệt, nhất là ở các cửa sông thời gian triều rút kéo dài $15 \div 6$ giờ, trong khi đó thời gian triều lên là $9 \div 10$ giờ.
- Độ lớn thuỷ triều ở vùng này vào những ngày triều cường chỉ không vượt quá $3m$ và có xu hướng giảm từ bắc xuống nam.

3. Vùng từ nam Quảng Bình đến bắc Thuận An (Cảng Cửa Tùng).

- Chế độ thuỷ triều ở đây thuộc loại bán nhật triều không đều, quá nửa số ngày trong tháng có 2 lần nước lên và 2 lần nước xuống trong ngày.



Chế độ triều (theo Nguyễn Ngọc Thụy, 1984)

Hình 4-10. Chế độ thuỷ triều Biển Đông

- Độ lớn thuỷ triều vào những ngày nước cường dao động từ $0,6 \div 1,1$ m.

- Độ lớn thuỷ triều cũng có xu hướng giảm từ bắc xuống nam.

4. Thuận An và lân cận (Cửa Thuận An).

- Đây là khu vực duy nhất ở nước ta có chế độ bán nhật triều đều.

- Không có sự phân biệt rõ rệt giữa triều cường và triều kém.

- Độ lớn thuỷ triều trung bình từ $0,4 \div 0,5$ m, và cũng là nhỏ nhất của thuỷ triều ven bờ biển nước ta.

5. Vùng từ nam Thừa Thiên đến bắc Quảng Nam (Cảng Đà Nẵng).

- Thuộc chế độ bán nhật triều không đều. Hàng tháng có khoảng $20 \div 25$ ngày là bán nhật triều.

- Độ lớn thuỷ triều vào những ngày nước cường là $0,8 \div 1,2$ m và có xu hướng tăng dần từ bắc vào nam.

6. Từ Quảng Nam đến Hàm Tân (Cảng Quy Nhơn, Nha Trang).

- Chế độ thuỷ triều ở đây thuộc loại nhật triều không đều. Hàng tháng có $18 \div 20$ ngày nhật triều.

- Thời gian triều dâng lớn hơn thời gian triều rút.

- Độ lớn thuỷ triều trung bình vào kỳ nước cường khoảng $1,2 \div 2,0$ m và có xu hướng tăng dần từ bắc vào nam. Độ lớn kỳ nước kém khoảng $0,5$ m.

7. Từ Hàm Tân đến mũi Cà Mau (Cảng Vũng Tàu).

- Thuộc loại bán nhật triều không đều. Hầu hết số ngày trong tháng có hai lần triều lên và hai lần triều xuống. Có sự chênh lệch đáng kể của hai độ lớn thuỷ triều trong ngày.

- Sự chênh lệch độ lớn thuỷ triều vào những ngày nước cường thường là $2,0 \div 3,5$ m.

Giữa chân triều cao và chân triều thấp khoảng $1,0 \div 2,5$ m

- Triều cường thường xảy ra sau ngày sóc, vọn 2-3 ngày.

8. Vùng bờ từ mũi Cà Mau đến Hà Tiên (Cảng Rạch Giá, Hà Tiên).

- Tại Rạch Giá hầu hết số ngày trong tháng có chế độ bán nhật triều nhưng càng xa khu vực này về Cà Mau cũng như về Hà Tiên và ra khơi thì tính chất nhật triều càng rõ nét.

- Độ lớn thuỷ triều vùng này không lớn, vào những ngày triều cường chỉ đạt tối 1m.

Nhìn chung thuỷ triều ven bờ biển nước ta khá phức tạp, có tính chất chuyển tiếp giữa hai trung tâm nhật triều ở vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan chế độ tạp triều chiếm 4/5 chiều dài bờ biển.

4.6. ĐẶC ĐIỂM THỦY TRIỀU VỊNH BẮC BỘ VÀ VỊNH THÁI LAN

4.6.1. Đặc điểm hình thành thủy triều vịnh Bắc Bộ

Vịnh Bắc Bộ với diện tích xấp xỉ 150000km^2 có dạng nửa hình vành khuyên, chiều rộng $200\div320\text{km}$, chiều dài uốn theo trục chính của vịnh chừng 600km . Vịnh thông với Biển Đông bằng cửa chính có chiều rộng 250km , sâu $>50\text{m}$ và eo biển Hải Nam nông và hẹp (rộng khoảng 20km ở khu vực luồng chính sâu $20\div30\text{m}$). Trong vịnh có khá nhiều đảo trong đó có những đảo được xem là lớn nhất là đảo Cái Bầu, đảo Cát Bà... riêng khu vực Hạ Long và Báu Tử Long có đến 3000 hòn đảo lớn nhỏ phân bố trên diện tích khoảng 3000km^2 tạo thành một hệ thống các luồng lạch chằng chịt. Ngoài sự liên thông với biển Đông vịnh Bắc Bộ còn đón nhận một lượng khá lớn nước từ rất nhiều sông nội địa, mà chủ yếu là ở phía tây điển hình là các sông thuộc hệ thống sông Hồng sông Thái Bình, sông Mã, sông Lam của Việt Nam. Mật độ các sông đổ nước vào vịnh nay thuộc loại khá cao $0,5\text{km}/\text{km}^2$ so với thế giới $0,2\text{km}/\text{km}^2$.

Sóng triều từ ngoài khơi biển Đông truyền vào vịnh theo hai đường là qua cửa vịnh rộng và sâu ở phía đông-nam và qua eo biển Hải Nam vừa nông và hẹp ở phía đông-bắc. Theo kết quả tính toán của Nguyễn Ngọc Thụy các dòng năng lượng triều [5] của các sóng hợp thành truyền vào vịnh đối với động năng:

$$E = \frac{1}{2} \rho \times g \times H^2 \times \sqrt{g \times h} \times L \quad (4-58)$$

Trong đó: H - độ lớn của sóng triều; L - chiều rộng cửa vịnh.

và thế năng trên toàn vịnh:

$$\bar{E} = \rho \times g \times H^2 \times S \quad (4-59)$$

Ở đây S - diện tích mặt biển, ρ - khối lượng riêng của nước biển.

Sóng triều truyền vào vịnh chủ yếu theo đường cửa vịnh, nhưng phần qua eo Hải Nam cũng không phải là nhỏ. Điều đáng chú ý là ngay từ khi sóng triều mới truyền vào vịnh sau khi đã trải qua quãng đường dài từ lạch Bashi tới đây động năng của các sóng nhật triều từ nhỏ hơn so với các sóng bán nhật triều đã dần trở thành lớn hơn rõ rệt (tỷ lệ 10,7 lần). Sau khi vào vịnh các sóng nhật triều còn tăng gấp bội. Vì thế mà thế năng của các sóng nhật triều trên toàn vịnh đã lớn gấp 22,1 lần thế năng của các sóng bán nhật triều. Điều này chứng tỏ điều kiện địa phương của vịnh Bắc Bộ (kích thước - chiều dài và độ sâu...) đã tạo điều kiện thuận lợi để gây nên hiện tượng cộng hưởng đối với các sóng nhật triều dọc theo trục lòng vịnh.

$$L_{O1} = 135(n + \frac{1}{2}\sqrt{h}) = 567\text{km} \quad (4-60)$$

$$L_{K1} = 146(n + \frac{1}{2}\sqrt{h}) = 613\text{km} \quad (4-61)$$

Như vậy, các sóng nhật triều truyền vào vịnh đồng thời qua cả cửa vịnh và eo Hải Nam. Ngay tại cửa vịnh các sóng này đã sớm chuyển thành sóng tiến - đứng với đường đồng triều theo ngược chiều kim đồng hồ và vùng vô triều lệch rõ rệt về phía bờ biển Việt Nam. Trong khi đó, về phía eo biển Hải Nam một nhánh khác của sóng nhật triều dưới dạng sóng tiến vượt qua đoạn đường ngắn hơn nhiều (khoảng 60km) để tới đỉnh vịnh Bắc Bộ với cùng thời gian gần như các sóng truyền từ cửa vịnh lên.

Tốc độ truyền của các sóng nhật triều thay đổi khá lớn giữa các vùng. Dọc theo lòng vịnh, tốc độ biến thiên từ 20km/giờ ở cửa vịnh đến 200km/giờ ở phía bắc vịnh.

Tình hình khác hẳn đối với sóng bán nhật triều M2: Sóng này truyền từ cửa vịnh ở phía nam lên phía bắc với vận tốc rất chậm, sau đó nó thoát ra biển Đông qua eo Hải Nam sau khoảng nửa ngày. Sóng này lúc truyền qua cửa vịnh dưới dạng sóng tiến sau dần chuyển thành sóng đứng với dải nút sóng cắt ngang qua vịnh từ Bắc Lê (Trung Quốc) qua Bạch Long Vĩ. Về hai phía của dải nút sóng này hình thành hai vùng bụng sóng bán nhật M2 (Diễn Châu và Bắc Hải). Đặc điểm này cũng thấy rõ đối với sóng bán nhật triều S2 nhưng yếu hơn.

Tại các nút sóng M2, tốc độ truyền triều là nhỏ nhất (xấp xỉ 15km/giờ) và ở vĩ độ 19° bắc tốc độ truyền triều đạt tới 100km/h.

Đặc điểm quan trọng nữa là các sóng bán nhật triều truyền vào vịnh yếu hơn nhiều so với các sóng nhật triều, và chỉ theo một chiều từ cửa vịnh ở phía nam rồi thoát ra qua eo Hải Nam sau khi hoàn thành trọn một chu kỳ bán nhật thuận chiều kim đồng hồ. Chính vì lẽ đó mà có hiện tượng biên độ sóng bán nhật triều ở phía đông bắc eo biển Hải Nam (giao thoa hai sóng bán nhật triều một truyền thẳng từ ngoài khơi vào và một sóng đã qua toàn vịnh thoát ra qua eo Hải Nam).

Tính chất nhật triều của vịnh chiếm một diện tích khá lớn (4/5 diện tích toàn vịnh). Ngay cả khi tính chất nhật triều nhỏ nhất trong chu kỳ 19 năm, đặc tính này giảm đi không đáng kể.

Trong chu kỳ 19 năm độ lớn thuỷ triều trung bình vượt quá 3m chiếm nửa phía bắc của vịnh. $3/4$ diện tích vịnh có độ lớn thuỷ triều $>2\text{m}$; $1/3$ diện tích phía bắc của vịnh có độ lớn cực đại $>4\text{m}$. Ngược lại, ở vùng khơi Thuận An độ lớn thuỷ triều giảm nhanh. Nhìn chung ta có thể phân chia vịnh Bắc Bộ ra ba vùng theo độ lớn thuỷ triều: vùng bắc vĩ tuyến 20° bắc biên độ triều lớn, vùng phía nam vĩ tuyến 18° bắc biên độ triều nhỏ và vùng từ vĩ tuyến $18^{\circ} \div 20^{\circ}$ bắc là độ lớn thuỷ triều thuộc loại trung bình.

Quá trình triều ở vùng nhật triều có dạng khá giống hình sin. Vùng Hòn Dáu - Hòn Gai tính nhật triều rất cao, thời gian triều dâng và thời gian triều rút xấp xỉ giá trị lý thuyết và chênh nhau không đáng kể. Càng xa khu vực này cả phía bắc và phía nam sự

chênh lệch giữa thời gian triều dâng và thời gian triều rút ngày càng rõ nét hơn nhưng ngược chiều nhau (nghĩa là ở phía bắc thời gian triều dâng lớn hơn thời gian triều rút còn ở phía nam ngược lại).

Trong chu kỳ nửa tháng đối với điều kiện tự nhiên vịnh Bắc Bộ, do sự chi phối chủ yếu của các sóng nhật triều, trong độ chênh lệch triều chí điểm (tròpíc) là quan trọng hơn chênh lệch triều điểm phân (tuần trăng). Kỳ nước cường xảy ra trên hầu khắp vịnh thường xảy ra sau ngày Mặt Trăng có độ xích vĩ lớn nhất về bắc và nam khoảng vài ngày ($2\div3$ ngày). Riêng vùng nhỏ từ Vịnh Linh đến Đà Nẵng (bán nhật triều) là $1\div2$ ngày sau ngày Trăng non và Trăng tròn.

Tại vùng nhật triều thuần nhất (choán hầu khắp vịnh) trong kỳ nước kém chênh lệch triều khá nhỏ khoảng 0,5m thường "sinh thêm" một con nước do tính chất nhật triều giảm tới cực tiểu trong chu kỳ nửa tháng. Trong những ngày nước cường độ lớn thuỷ triều có thể tăng gấp $5\div12$ lần độ lớn thuỷ triều kỳ nước kém.

Vùng nhật triều không đều sự chênh lệch về độ lớn thuỷ triều giữa kỳ nước cường và kỳ nước kém có giảm đi nhưng vẫn còn lớn.

Vùng bán nhật triều không đều, nhất là bán nhật triều thuần nhất, độ lớn thuỷ triều biến thiên rất ít trong chu kỳ nửa tháng. Như ở Cửa Tùng khó phân biệt được kỳ nước cường và kỳ nước kém trong tháng.

Với chu kỳ nửa năm: Tính chất chênh lệch triều chí vẫn đóng vai trò chủ yếu. Độ lớn thuỷ triều đạt giá trị cực đại ứng vào các tháng giữa, đầu và cuối năm nghĩa là gần thời kỳ hạ chí (22/6) và đông chí (22/12). Độ lớn này giảm dần đến cực tiểu vào thời kỳ thu phân (21/3) và xuân phân (23/9).

Đối với những vùng bán nhật triều, tình hình diễn ra ngược lại.

Trong chu kỳ nhiều năm thường kể đến là chu kỳ 8.847 năm và 18.613 năm điều này thấy rõ là chủ yếu phụ thuộc vào các yếu tố thiên văn. Đối với vịnh Bắc Bộ các năm 1968, 1969, 1970 là các năm triều mạnh ở vùng nhật triều. Tương tự là các năm 1949, 1950, 1951 hoặc 1986, 1987, 1988.

Ta cũng phải hiểu không phải cứ vào những năm triều mạnh nhất thiết mọi kỳ nước cường trong năm đó đều mạnh hơn so với các năm khác. Theo tài liệu quan trắc tại trạm Hòn Dáu độ lớn triều cực đại xảy ra vào ngày 23/12/1968.

Đặc điểm thuỷ triều vịnh Bắc Bộ tạo nên nét đa dạng độc đáo như vậy trước hết phải kể đến ảnh hưởng của kích thước và hình thế vịnh.

4.6.2. Đặc điểm hình thành thuỷ triều vịnh Thái Lan

Thái Lan là vịnh biển thuộc biển Đông nằm từ vĩ độ $7^{\circ}\div13^{\circ}$ bắc, từ kinh độ $100^{\circ}\div105^{\circ}$ đông với diện tích 462.000km^2 gấp 3 lần diện tích vịnh Bắc Bộ. Vịnh có dạng

hình phễu theo hướng đông nam - tây bắc. Vịnh Thái Lan thuộc vùng thềm lục địa nông có độ sâu trung bình 46m, độ sâu lớn nhất 83m, chiều dài tính theo trục chính có độ sâu lớn nhất dài khoảng 700km, chiều ngang vịnh chỗ rộng nhất là 570km. Vịnh ăn thông với Biển Đông có một cửa duy nhất rộng 370 km. Phân sâu 50m chỉ rộng khoảng 60km.

Trong vịnh có nhiều đảo nhất là ở phía đông: Phú Quốc ($F = 568\text{km}^2$) và đảo Thổ Chu. Vịnh có 4 sông lớn đổ nước vào. Ngoài ra vịnh còn chịu sự chi phối bởi gió mùa vùng đông nam á.

Trước khi đi vào vịnh, sóng triều truyền từ Biển Đông qua vùng nước nông phía tây nam và lượn qua bán đảo Cà Mau. Do kích thước dài nên có thể hình thành hai nút sóng bán nhật triều trong vịnh. Nếu coi vịnh như là một kênh hẹp với một cửa vào theo tính toán của Nguyễn Ngọc Thụy – 1984 sóng M2 có nút thứ nhất gần cửa vịnh và nút thứ hai cách đỉnh vịnh khoảng 250km.

Đặc điểm đáng chú ý ở đây là kích thước vịnh khá gần với điều kiện cộng hưởng của các sóng nhật triều, song không thuận lợi như trường hợp vịnh Bắc Bộ. Vì vậy, ở đỉnh vịnh biên độ sóng triều được tăng cường tuy không nhiều.

Thuỷ triều ở vịnh Thái Lan cũng gồm 4 kiểu triều khác nhau như ở vịnh Bắc Bộ. Trong đó tính nhật triều đều và không đều chiếm địa vị chủ yếu. Nhật triều chiếm hầu khắp miền bắc và giữa vịnh trùng với khu vực vô triều bán nhật. Chỉ tiêu phân loại Đuvanhin là 17.

Vùng bán nhật triều chỉ giới hạn trong khu vực vô triều toàn nhật ở phía trái vịnh Chỉ tiêu A.I. Đuvanhin bằng 0,45 tại Konu. Các miền còn lại là triều hỗn hợp chủ yếu là nhật triều không đều dọc bờ biển từ Cà Mau đến Hà Tiên.

4.7. KHÁI QUÁT VỀ CỬA SÔNG VÀ THUỶ TRIỀU VÙNG CỦA SÔNG

4.7.1. Cửa sông

Cửa sông là đoạn nối tiếp giữa sông và khu tập trung nước. Căn cứ vào đặc tính của khu tập trung nước mà có thể phân ra thành các loại:

- Cửa sông chảy ra biển;
- Cửa sông chảy ra hồ;
- Cửa sông chảy vào kho nước;
- Cửa sông nhánh...

Trong số các loại cửa sông kể trên thì cửa sông đổ ra biển là phức tạp nhất và cũng có ý nghĩa đặc biệt quan trọng trong phát triển kinh tế và quốc phòng. Bởi vậy, nói đến cửa sông người ta thường hiểu là cửa sông chảy ra biển.

Căn cứ vào đặc điểm của điều kiện địa chất, thuỷ văn và sự hình thành phát triển mà người ta chia cửa sông ra làm hai loại chính:

Cửa sông tam giác châu được hình thành trong điều kiện :

- Sông có lượng phù sa lớn;
- Dòng triều và hải lưu ven bờ nhỏ không đủ sức chuyển bùn cát đi xa;
- Thêm ngoài cửa sông tương đối nông và bằng phẳng.

Với những điều kiện như trên, thuận lợi cho bùn cát bồi lắng vùng cửa, tạo thành những bãi triều, bãi này dần dần được nâng cao và kéo dài ra biển. Ở cửa sông thường hình thành các dòng rẽ hình đẻ quạt. Ở cửa các dòng rẽ tiếp tục xuất hiện và phát triển các bãi mới. Đồng bằng tam giác châu được hình thành và phát triển cũng như vậy. Cửa các dòng rẽ hình rẽ quạt này được gọi là cửa sông tam giác châu.

Cửa sông hình loa được hình thành trong điều kiện :

- Sông có lượng phù sa nhỏ;
- Dòng triều và hải lưu ven bờ chảy tương đối mạnh có thể mang bùn cát đi xa;
- Thêm biển ngoài cửa sông tương đối dốc và sâu.

Với điều kiện như vậy tạo điều kiện thuận lợi cho dòng sông mở rộng dần dần và chảy một dòng. Ở cửa sông thường có đảo ngầm, chủ lưu thường di động.

Phạm vi cửa sông là toàn bộ vùng chuyển tiếp giữa sông và biển, căn cứ vào sự hình thành, phát triển và sự thay đổi tình thế của nước ở vùng cửa sông mà phân chia phạm vi cửa sông ra làm ba đoạn.

- Đoạn gần cửa sông:

Giới hạn trên là nơi sông không còn chịu ảnh hưởng của nước dâng do thuỷ triều vào những đoạn ngày nước cường trong mùa kiệt nhất. Nghĩa là khi tác động của nước nguồn là nhỏ nhất và cửa biển là lớn nhất.

Giới hạn dưới là nơi sông bắt đầu phân nhánh (dòng rẽ) đối với cửa sông tam giác châu; nơi bắt đầu hình thành bãi ngầm đối với cửa sông hình loa.

Trên đoạn này, tình thế nước ở đây mang đặc tính nước nguồn là chủ yếu.

- Đoạn cửa sông :

Đoạn cửa sông (hay còn gọi là đoạn tam giác châu) là phần giữa của khu vực cửa sông được kể từ mép biển đến nơi sông phân nhánh (giới hạn dưới của đoạn gần cửa sông). Trên đoạn này luôn có sự tranh chấp giữa tình thế nước nguồn và nước biển.

- Đoạn ngoài cửa sông :

Đoạn ngoài cửa sông là khu vực trước cửa sông đến nơi không còn ảnh hưởng của nước nguồn. Ở đây yếu tố biển đóng vai trò chủ yếu.

4.7.2. Những đặc tính thuỷ văn ở vùng cửa sông có thuỷ triều

Dòng nước biển dưới tác dụng của thuỷ triều tiến vào vùng cửa sông chịu tác động của dòng nước nguồn đổ ra, hình thái lòng sông, độ sâu vùng nước... mà hiện tượng thuỷ triều trở nên phức tạp.

Quá trình thuỷ triều lên xuống ở vùng cửa sông có thể chia ra làm 4 giai đoạn như sau:

1. Thuỷ triều ngoài biển lên, nước biển chảy vào vùng cửa sông, gặp nước sông chảy ra, do nước biển có mật độ lớn hơn so với nước sông nên nó men theo đáy lên phía thượng lưu. Lúc đó mực nước ở cửa sông dâng cao, độ dốc mặt nước dần giảm nhò nhưng vẫn nghiêng về phía hạ lưu, lưu tốc dòng nước sông vẫn lớn hơn lưu tốc dòng nước triều. Trên tầng mặt, nước vẫn chảy xuôi về phía biển, nhưng ở đáy đã bắt đầu xuất hiện dòng nước ngược lúc này gọi là dòng triều xuống khi thuỷ triều lên.

2. Thuỷ triều ngoài biển vẫn lên, độ dốc mặt nước nghiêng về phía thượng lưu, lưu tốc dòng nước chảy vào sông càng tăng lớn hơn lưu tốc dòng nước nguồn chảy về. Lúc này toàn bộ dòng chảy trên mặt cắt ngang sông đều chuyển động về phía thượng lưu và được gọi là dòng triều lên khi thuỷ triều lên.

3. Khi đỉnh triều truyền về phía thượng lưu với khoảng cách khá xa thì ở ngoài biển thuỷ triều đã bắt đầu xuống, lúc đó mực nước ở cửa sông cũng hạ dần, lưu tốc dòng nước theo đó mà giảm đi, nhưng vẫn lớn hơn lưu tốc nước sông, độ dốc mặt nước vẫn nghiêng về phía thượng lưu nhưng có xu hướng thoải dần, nên dòng triều vẫn chảy ngược. Lúc này gọi là dòng triều lên khi thuỷ triều xuống.

4. Thuỷ triều ngoài biển tiếp tục xuống và mực nước ở cửa sông cùng hạ theo độ dốc mặt nước nghiêng hẳn về phía hạ lưu, toàn bộ dòng nước trong sông chảy dần về phía cửa biển. Lúc này ta gọi là dòng triều xuống khi thuỷ triều xuống.

Thời gian triều dâng và thời gian triều rút ở ngoài biển có thể coi như gần bằng nhau, nhưng khi triều truyền vào sông do ảnh hưởng của độ sâu giảm nhò, dòng nước nguồn chảy ra và hình dạng lòng sông co hẹp đã làm cho ở vùng cửa sông thời gian triều dâng thường ngắn hơn thời gian triều rút.

Dưới tác dụng của ma sát đáy sông, sức cản của dòng nước nguồn chảy ra biển đã làm cho năng lượng dòng triều bị tiêu tan dần đến tốc độ dòng triều giảm đi và đến một điểm nào đó trên sông lưu tốc dòng triều chảy ngược và lưu tốc nước nguồn chảy về cân bằng nhau, dòng triều không tiến lên được nữa, và tại đây người ta gọi là giới hạn dòng triều. Theo sự giảm nhỏ của lưu tốc dòng triều mà chênh lệch thuỷ triều cũng càng ngày giảm nhò, do quán tính phía trên giới hạn dòng triều mực nước triều vẫn dao động, nhưng chênh lệch triều tiếp tục giảm nhò cho đến nơi sự chênh lệch triều không còn nữa; và nơi đây được gọi là khu giới hạn triều. Giới hạn khu triều này có thể đạt tới hàng trăm, hàng ngàn kilômét như trên sông Amazon ở Nam Mỹ là 1400km. Ở nước ta,

trên sông Hồng giới hạn khu triều được tính đoạn cầu Thăng Long cách cửa biển 120km; còn trên sông Mê kông giới hạn khu triều ở Công Pông Chàm (Cămpuchia) cách biển khoảng 400km.

Trên cùng một dòng sông, giới hạn dòng triều và giới hạn khu triều cũng thay đổi theo mùa trong năm, nó phụ thuộc vào lượng nước nguồn chảy về và chu kỳ dòng triều ngoài biển (kỳ triều cường hay triều kém).

Dường quá trình thuỷ triều vùng cửa sông phụ thuộc vào khoảng cách đến biển; phụ thuộc vào tình thế lòng sông, tương quan giữa dòng triều và dòng nước nguồn.

Ở các cửa sông rộng nhưng đáy nông mà thuỷ triều mạnh thì khi thuỷ triều dâng lên bị ma sát đáy cản lại nước trong sông đổ ra tạo nên một dạng sóng cao và dốc gọi là sóng thành. Khi sức dồng lên của thuỷ triều mạnh bức tường nước này có thể cao $2 \div 3$ m hoặc hơn nữa, thuyền bè không thể đi lại được dễ bị đánh chìm. Diễn hình là sông Tiền Đường của Trung Quốc bức tường nước này cao $7 \div 8$ m độ dốc mặt trước của sóng đạt 70° , nước đổ âm âm như hình 4-11.



Hình 4-11. Triều cường trên sông Tiền Đường (Trung Quốc)

Trường vận tốc của dòng nước vùng cửa sông thường thay đổi theo dạng hình sin: tốc độ lúc triều lên mang dấu "-" và lúc triều xuống mang dấu "+".

Khi triều lên, tổng lượng nước biển chảy vào trong sông được gọi là tổng lượng triều lên. Tổng lượng triều xuống sẽ bằng tổng lượng triều lên cộng với lượng nước sông tích luỹ trong thời gian triều lên.

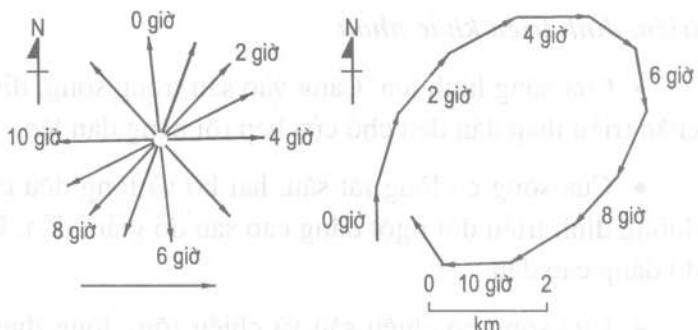
Do tình thế lượng nước vùng cửa sông như vậy, nên bùn cát ở đây thường ở trạng thái khi bị đẩy ngược lên khi bị đẩy xuôi, lúc chìm, lúc nổi. Do tác dụng của dòng nước như trên đã làm cho bùn cát ở đây phân bố dọc sông tương đối đồng đều.

Điều đáng chú ý ở đây thường xảy ra hiện tượng kết tủa hạt mịn khá mạnh. Kết quả thí nghiệm cho thấy hạt mịn trong nước biển có nồng độ muối lớn hơn 1 thì kết tủa rất nhanh thành hạt có đường kính 0,01mm có tác dụng thúc đẩy quá trình bồi lắng vùng cửa sông.

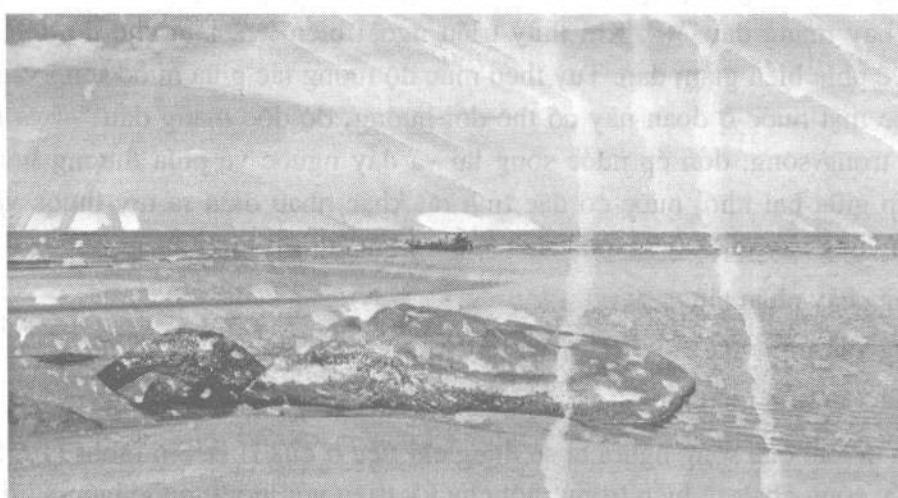
Quá trình truyền triều vào cửa sông ngoài sự phụ thuộc vào những yếu tố thuỷ văn, thuỷ lực như trên chúng còn phụ thuộc vào địa hình, hình dạng của cửa sông.

Dòng xoáy ốc (ngư dân gọi là dòng bát quái)

Dòng xoáy ốc là hình thức phổ biến của chuyển động dòng triều ngoài biển và đại dương. Dòng xoáy ốc chỉ có tốc độ chảy lớn nhất và nhỏ nhất chứ không có khi nào ngừng chảy. Nếu biểu diễn các véc tơ dòng chảy lên mặt chiếu bằng ta nhận được hình có dạng elíp. Nếu là triều chế độ bán nhật thì sau 12 giờ 25 phút hướng chảy lại trở về vị trí ban đầu; còn là nhật triều thì sau 24 giờ 50 phút. Nếu là nhật triều hay bán nhật triều đều thì hình elíp này khép kín, còn khi không phải là dòng nhật triều hay bán nhật triều đều thì hình đó không khép kín.



*Hình 4-12. Hướng chảy
của dòng triều trong một chu kỳ
(dòng xoáy ốc)*



Hình 4-13. Triều lênh trên cửa sông Mý Á (Tỉnh Quảng Ngãi, Việt Nam)

Sở dĩ có dòng xoáy ốc là do chuyển động của dòng triều chịu tác dụng của lực Coriolis. Phương hướng của nó tuỳ thuộc vào hướng tiến của thuỷ triều, vị trí của lục địa, địa hình của biển mà hướng quay ở bắc bán cầu thuận chiều kim đồng hồ.

Ảnh hưởng điều kiện địa hình tới hình dạng của cửa sông làm cho đường chân triều, đỉnh triều khác nhau

- Cửa sông hình loa. Càng vào sâu trong sông, đỉnh triều càng dâng cao dần, đường chân triều thấp dần đến chỗ cửa hẹp rồi nâng dần lên.
- Cửa sông có lòng rất sâu, hai bờ và lòng đều có quy luật thì từ cửa sông lúc đầu đường đỉnh triều đột ngột dâng cao sau đó giảm dần. Đường chân triều lúc đầu giảm sau đó dâng cao dần.
- Cửa sông có chiều sâu và chiều rộng lòng thay đổi nhiều hoặc ở giữa có ghềnh làm cho đường chân triều và đỉnh triều thay đổi không theo quy luật, tuỳ thuộc vào độ nông sâu, rộng hẹp của lòng dân.
- Cửa sông lòng rộng, độ lớn thuỷ triều lớn, nước sông chảy xuống rất mạnh, sóng triều dồn đến cửa sông thì bị chặn lại tạo thành sóng thành như trên sông Tiền Đường (Trung Quốc).
- Cửa sông không phải là miệng loa mà hẹp và dài, nước triều khó có thể vào nên đường đỉnh triều giảm nhanh, chân triều tăng nhanh.
- Ngoài ra, gió mạnh cũng làm cho thay đổi mức nước triều tạo nên hiện tượng mức nước tăng lên khi gió mạnh thổi từ biển vào đất liền. Ngược lại, mức nước triều giảm đi khi gió mạnh thổi theo hướng từ lục địa ra biển.

Phân loại cửa sông và xâm nhập mặn:

Ở vùng cửa sông đoạn gần cửa biển dòng nước ngọt chảy ra biển có độ dốc mặt nước lúc này mang dấu "+". Khi thuỷ triều ngoài biển lên, làm cho độ dốc mặt nước nghiêng về phía biển giảm dần. Tuỳ theo mức độ tương tác giữa nước sông và nước biển mà độ dốc mặt nước ở đoạn này có thể đổi hướng, độ dốc mang dấu "-" và nước biển chảy vào trong sông, dồn ép nước sông lại và đẩy ngược về phía thượng lưu. Mức độ tranh chấp giữa hai khối nước có đặc tính rất khác nhau diễn ra tuỳ thuộc vào chế độ thuỷ lực ở vùng này mà xảy ra quá trình xáo trộn nước:

- Dạng chảy phân tầng;
- Dạng xáo trộn vừa;
- Dạng xáo trộn mạnh.

Để phân loại cửa sông người ta sử dụng chỉ tiêu α của H.B. Simmons (1955) là tỷ số lượng nước sông chảy ra biển trong một chu kỳ triều với lượng nước biển xâm nhập vào đoạn sông như sau:

$$\alpha = \frac{Q_{fr} \times T}{P_t} \approx \pi \frac{u_{fr}}{u_t}$$

Hoặc theo cách phân loại của A.T. Ippen và D.R.F. Harleman (1967) - "E_D"

$$E_D = \frac{1}{\pi} \times \frac{\rho \times u_1^3}{\Delta \rho \times g \times h_0} = \alpha^{-1} \times Fr_o$$

Trong đó: E_{fr} - số Froude cửa sông;

Q_{fr} - lưu lượng nước ngọt của sông đổ về;

T - thời gian của một chu kỳ triều;

P_t - thể tích nước biển dồn vào đoạn sông khi thuỷ triều lên;

g - gia tốc rơi tự do;

u_1 - biên độ dao động của vận tốc dòng chảy ở đoạn cửa sông;

u_{fr} - vận tốc dòng chảy của nước ngọt qua mặt cắt cửa sông;

h_0 - độ sâu dòng nước đoạn cửa sông;

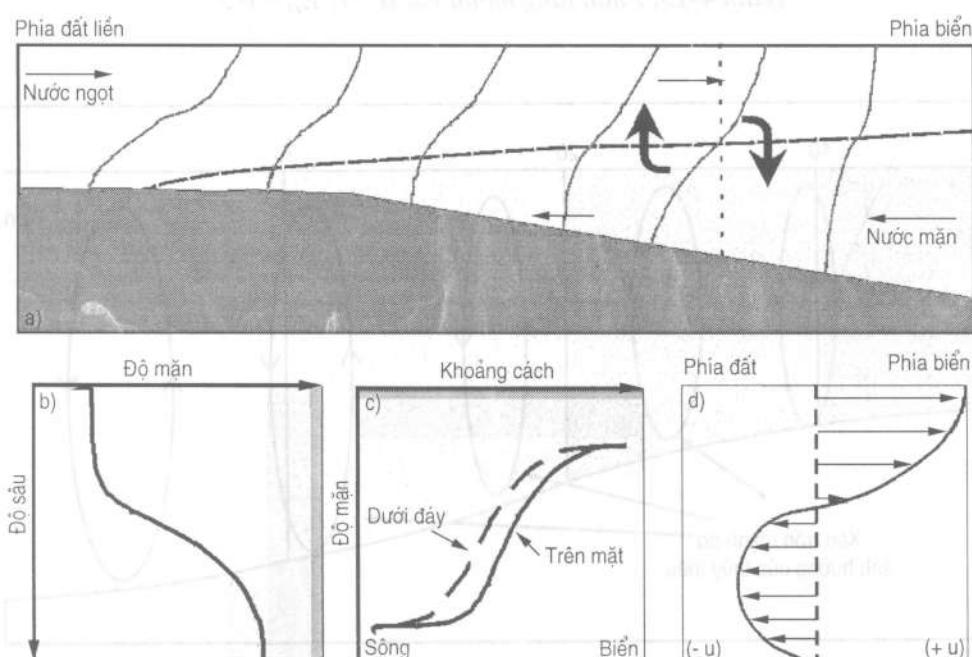
ρ - mật độ nước biển hay mật độ nước sông khi cân bằng nhau;

$\Delta \rho$ - sai khác giữa mật độ nước biển và mật độ nước sông.

Bảng 4.3. Phân loại cửa sông theo chỉ tiêu phân tầng

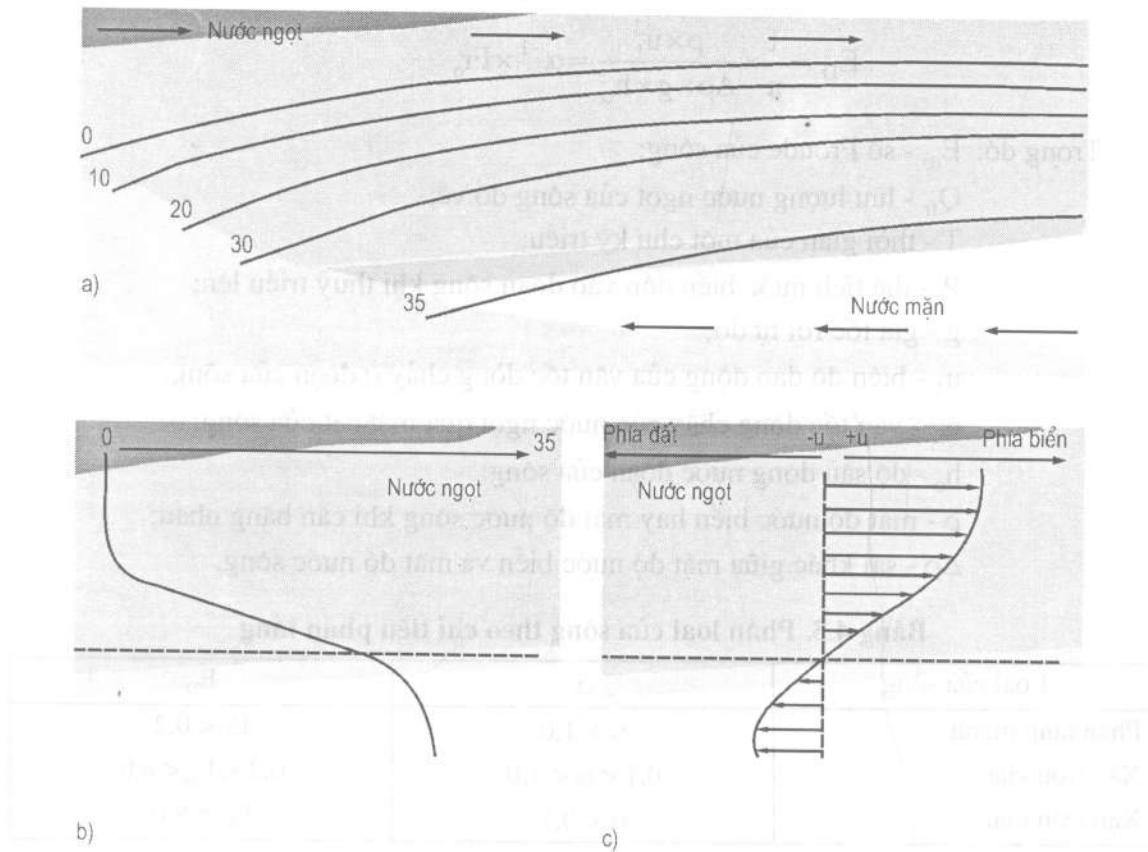
Loại cửa sông	α	E_D
Phân tầng mạnh	$\alpha > 1,0$	$E_D < 0,2$
Xáo trộn vừa	$0,1 < \alpha < 1,0$	$0,2 < E_D < 8,0$
Xáo trộn mạnh	$\alpha < 0,1$	$E_D > 8,0$

Ngoài ra, ta có thể sử dụng cách phân loại cửa sông theo các chỉ tiêu khác như bảng 4.4.

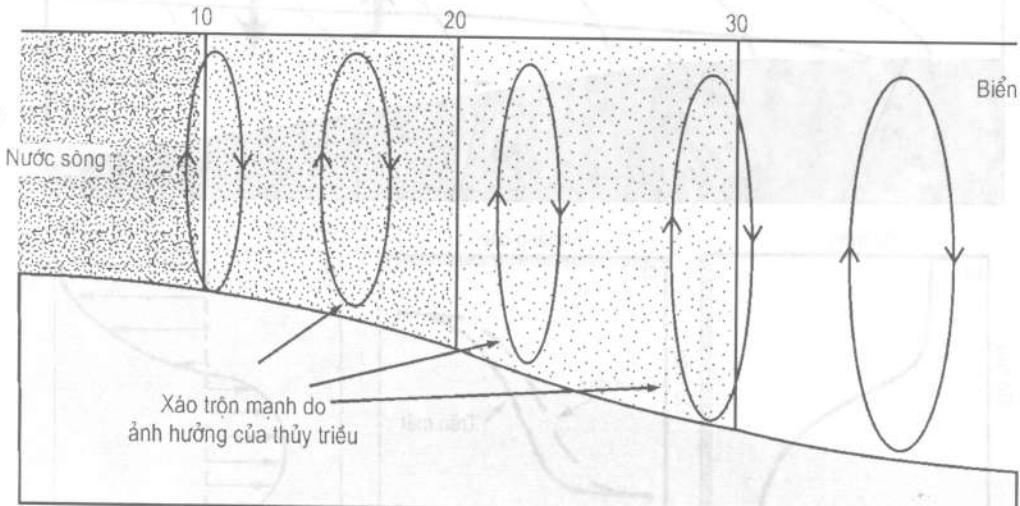


Hình 4-14. Các quá trình xâm nhập mặn vùng cửa sông xáo trộn vừa

($0,1 < \alpha < 1; 0,2 < E_D < 8$)



Hình 4-15. Phản tầng mạnh với $\alpha > 1$; $E_D < 0,2$



Hình 4-16. Quá trình xáo trộn vùng cửa sông mạnh $\alpha < 0,1$; $E_D > 8$

Bảng 4.4. Phân loại cửa sông

Chỉ tiêu	Tác giả	Phân loại cửa sông	Cửa Nam Triệu
Năng lượng sinh thái		Cửa sông bắc cực Cửa sông ôn đới Cửa sông nhiệt đới	Cửa sông nhiệt đới
Địa hình	Pritchard (1952)	Cửa sông đồng bằng ven biển Cửa sông loại Fjord Bar built estuaries Cửa sông do kiến tạo	Cửa sông có bar chắn
Địa mạo	Dalrymple et al (1992)	Cửa sông do sóng - Cửa sông do thuỷ triều	Cửa sông thuỷ triều
Thuỷ triều	Davies, J.L. 1964	Cửa sông thuỷ triều nhỏ ($H < 2m$) Cửa sông thuỷ triều trung bình ($2 < H < 4m$) Cửa sông thuỷ triều lớn ($4 < H < 6m$) Cửa sông thuỷ triều cực lớn ($H > 6m$)	Cửa sông thuỷ triều trung bình ($2 < H < 4m$)
Độ muối	Pritchard (1955), Cameron and Pritchard (1963)	Cửa sông phân tầng mạnh Cửa sông phân tầng vừa Cửa sông xáo trộn	Cửa sông phân tầng mạnh
Hoạt động của con người	Saeijs, H.L.F (1982)	Cửa sông tự nhiên - Cửa sông biến đổi do hoạt động của con người Cửa sông do con người tạo nên	Cửa sông biến đổi do hoạt động của con người

Ở các cửa sông phân tầng, tốc độ xâm nhập mặn có dạng hình nêm và có thể tính toán xác định với giả thiết là không có sự xáo trộn giữa nước biển mặn và nước sông ngọt, nhưng trên bề mặt tiếp xúc của chúng có xuất hiện các ứng suất [D. Prandle 1986].

- Đối với lớp nước ngọt trên cùng có mật độ ρ :

$$U_T = -\frac{Q}{D} \frac{\varepsilon}{d} \left[\frac{\eta^2}{2} - \eta + d - \frac{d^2}{2} \right] - 0,308d(1-d)$$

- Đối với lớp nước mặn phía dưới có mật độ $\rho + \Delta\rho$:

$$U_B = -\frac{Q}{D} \frac{\varepsilon(1-d)}{d^2} \left[-0,574\eta^2 + 0,149\eta d + 0,117d^2 \right]$$

$$\varepsilon = d / \left\{ (1-d)^2 \left(\frac{(1-d)}{3\gamma} + 0,308d \right) \right\}$$

- Chiều dài xâm nhập mặn là (Ringer 1973):

$$L = 0,19 \frac{gH^3}{kUQ} \frac{\Delta\rho}{\rho} + L_1$$

Trong đó :

- d là chiều cao của phần bê mặt tương tác
- γ là tỷ số độ nhót của lưỡi ở trên đỉnh so với dưới đáy.
- Q là lưu lượng nước ngọt.

$$- \eta = \frac{Z}{D}; \quad k = \left(1 - \frac{is}{2\pi} \right)^{1/2}$$

- D, H là độ sâu vùng nước ;
- ε là yếu tố sức cản không khí nguyên.

Chương 5

HẢI LUU

5.1. KHÁI NIỆM VỀ HẢI LUU

Ở các chương 3 và 4 chúng ta đã nghiên cứu một số dạng chuyển động của nước biển và đại dương đó là chuyển động dao động, còn dạng chuyển động tịnh tiến mà đại biểu cho nó là hải lưu chúng ta sẽ nghiên cứu ở chương này. Trước hết chúng ta hiểu thế nào là hải lưu? Hải lưu được hiểu là dòng nước biển và đại dương chuyển dịch từ nơi này đến nơi khác như các dòng sông trên lục địa.

Hải lưu là dạng chuyển động của nước được xác định bởi các đặc trưng chính là:

- Tốc độ;
- Hướng chảy.

Những đặc trưng này có thể ổn định trong một khoảng thời gian nhất định nào đó. Sự chuyển dịch này bao gồm một khối lượng rất lớn, chiếm một diện tích bề mặt không nhỏ của đại dương và truyền xuống độ sâu khác nhau. Thí dụ như hải lưu Gulfstream (ở Đại Tây Dương) lưu lượng có thể đạt tới $75 \div 90$ nghìn triệu m^3/s , nghĩa là với tổng lưu lượng của tất cả các sông lớn nhỏ trên Trái Đất cũng còn nhỏ hơn rất nhiều so với lưu lượng của hải lưu này, nó trải dài hơn 10000km, rộng $75 \div 120$ km, chiều sâu $700 \div 800$ m. Người ta ước tính rằng nếu dòng hải lưu Gulfstream hướng vào Địa Trung Hải trong một ngày đêm thì nó có thể làm cho mực nước ở đây dâng 2,5m. Dòng này mang theo một lượng nhiệt rất lớn đến bờ biển phía tây-bắc Châu Âu, trung bình mỗi cm^2 bờ biển ở đây được cung cấp 4000 tỷ calo/năm tương đương với lượng nhiệt đốt 500 nghìn tấn than [Osokin]. Dòng hải lưu này đã làm ảnh hưởng sâu sắc đến thời tiết vùng Bắc Băng Dương. Theo tính toán của viện sĩ V.V. Sulaykin nó có thể mang lên vùng Biển Bắc khoảng 45% lượng nhiệt hàng năm. Chính vì vậy mà khí hậu vùng Tây Âu ấm hơn rất nhiều so với các vùng có cùng vĩ độ ở Bắc Mỹ và Xibéri. Ngoài ra ta còn thấy dòng hải lưu nóng Kurôsivô được mệnh danh là cái lò sưởi ấm của Nhật Bản. Dòng hải lưu lạnh Pêru nhiều năm đã đưa nước Pêru trở thành quốc gia đứng đầu thế giới về đánh bắt cá.

Chính nhờ có các dòng hải lưu mà nước trên biển và đại dương lưu thông và nước trở nên đồng nhất hơn. Các dòng hải lưu có ảnh hưởng rất lớn đến sự phân bố và đặc tính của nước biển và đại dương, đồng thời ảnh hưởng rất sâu sắc đến sự phân bố của khí hậu trên Trái đất...

Vậy thì những lực nào đã sinh ra các dòng hải lưu? Sau đây chúng ta lần lượt xem xét một số lực sinh ra các dòng hải lưu và sự phân loại chúng.

5.2. CÁC LỰC SINH RA DÒNG HẢI LUU

Căn cứ vào sự hình thành các dòng hải lưu người ta có thể phân chia ra làm hai loại như sau:

Lực chủ yếu (xác định nguyên nhân hình thành các dòng hải lưu).

Lực thứ yếu (không gây nên chuyển động mà chỉ tác động khi các dòng hải lưu đã hình thành và chỉ làm cho nó trở nên phức tạp hơn).

A. Những lực chủ yếu sinh ra các dòng hải lưu

Dựa vào nguồn gốc ta có các lực:

- Lực khí tượng (do gió, áp suất, nhiệt độ...)
- Lực thuỷ văn (sự không đồng đều về mật độ nước)
- Lực thiên văn (sức hút của các thiên thể).

Trong những lực khí tượng gây nên chuyển động của các dòng hải lưu trước hết phải kể đến những tác động của gió. Chúng ta đều biết gió là một tác nhân khá phổ biến gây nên chuyển động của các phần tử nước cả dạng dao động và tịnh tiến.

Hải lưu gió thường xảy ra ở những vùng có gió tín phong, gió mùa vì loại gió này hướng thổi ổn định trong một thời gian khá dài. Quá trình hình thành dòng hải lưu gió là quá trình truyền năng lượng từ gió cho trước. Loại hải lưu này thường thấy ở vùng gần xích đạo: Dòng gió mùa ở Ấn Độ Dương, các dòng hải lưu Bắc và Nam Xích đạo...

Ngoài gió ra các nguyên nhân khí tượng sinh ra hải lưu còn phải kể đến sự chênh lệch của áp suất khí quyển giữa hai khu vực gây nên chênh lệch mặt nước biển và dòng hải lưu được sinh ra chảy từ nơi có khí áp thấp đến nơi có khí áp cao.

Chúng ta đều biết nước trên biển và đại dương đều không đồng nhất về tỷ khối, mà nguyên nhân sâu xa là do sự phân bố không đồng đều về nhiệt, hay nói một cách khác là do bức xạ Mặt Trời không đồng đều trên Đại dương thế giới nên phát sinh ra các dòng hải lưu chuyển động từ nơi có tỷ khối thấp đến nơi có tỷ khối cao và ngược lại. Ngoài ra hải lưu cũng có thể hình thành do nước của các sông lớn thường xuyên đổ ra biển.

Do sức hút của các thiên thể chuyển động trong không gian, đặc biệt là Mặt Trăng và Mặt Trời đã tạo nên hiện tượng nước chảy theo phương ngang (hay còn gọi là triều lưu).

Các dòng hải lưu trên thực tế trên Đại dương thế giới không phải đơn thuần chỉ do một nguyên nhân sinh ra mà là một tổ hợp các nguyên nhân khác, thí dụ như dòng Gulfstream là tổ hợp của các dòng hải lưu gió, tỷ khối và dòng chảy từ lục địa ra.

B. Các lực thứ yếu

- Lực Coriolis;

- Lực ma sát;
- Lực ly tâm.

Các lực này chỉ phát sinh và tác dụng khi dòng hải lưu đã được hình thành, nên nó chỉ có thể làm ảnh hưởng đến dòng hải lưu mà thôi.

5.3. PHÂN LOẠI CÁC DÒNG HẢI LUU

- + Theo nguồn gốc phát sinh:

- Hải lưu tự khói;
- Hải lưu gió và hải lưu trôi;
- Hải lưu khí áp;
- Hải lưu bù trừ;
- Triều lưu.

- + Theo thời gian :

- Hải lưu thường kỳ;
- Hải lưu nhất thời (không thường xuyên);
- Hải lưu tuần hoàn.

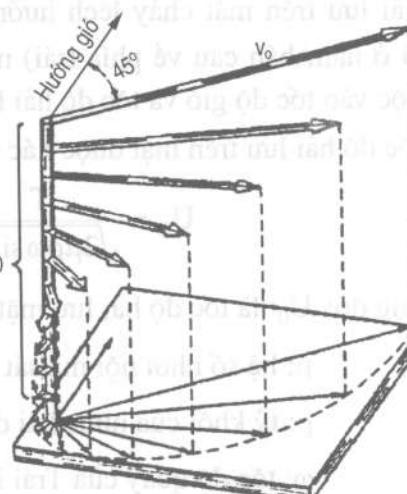
- + Theo đặc tính lý hoá:

- Hải lưu nóng;
- Hải lưu lạnh.

Tuy có nhiều cách phân loại như vậy song người ta thường thấy cách phân loại theo nguồn gốc phát sinh là chính và trong đó thường kể đến ba loại hải lưu là: hải lưu gió, hải lưu tự khói và triều lưu.

5.3.1. Hải lưu gió

Từ quan trắc thực tế và theo lý thuyết dòng chảy trên biển người ta cho rằng gió là tác nhân chính của dòng chảy trên mặt nước. Hải lưu được hình thành do gió thổi nhất thời, không kéo dài được gọi là hải lưu gió, còn loại hải lưu được hình thành do gió thổi kéo dài và hướng thổi tương đối ổn định được gọi là hải lưu



Hình 5-1. Sự lệch hướng của hải lưu trôi Ekman

trôi. Do hướng gió thổi hâu như không đổi và trong một khoảng thời gian dài (gió mùa) nên các dòng hải lưu trôi tạo nên một độ dốc mặt nước khá rõ rệt.

Hải lưu gió và hải lưu trôi được hình thành là do kết quả của ma sát giữa gió và mặt nước và sự chênh lệch áp suất giữa mặt khuất gió và đón gió của sóng làm cho các phần tử nước chuyển động theo phương gió thổi. Dưới tác dụng của lực Coriolis hướng của các phần tử nước chuyển động lệch dần về bên phải (nếu ở bắc bán cầu) và về bên trái (nếu ở nam bán cầu). Năng lượng của gió truyền cho nước thông qua con đường ma sát dần tới những lớp nước khá sâu. Các phần tử nước ở những lớp nước sâu cũng chuyển động tịnh tiến nhưng hướng chảy càng lệch dần so với hướng chảy của lớp nước trên.

Người đầu tiên xây dựng lý thuyết hải lưu gió là Sepris nhưng ông chỉ mới xét đến chuyển động tầng, nghĩa là chỉ mới xét đến nhót phân tử mà chưa xét tới nhót (ma sát) rối và lực coriolis. Vì vậy kết quả nhận được của lý thuyết này khác xa với thực tế.

Sau đó V.W. Ekman (nhà hải dương học người Thụy Điển) đã đưa ra một lý thuyết mới bằng cách giải hệ phương trình Navie-Stock với những giả thiết sau:

- Nước là chất lỏng không bị nén $\rho = \text{const}$;
- Đại dương rộng vô hạn, nghĩa là khu vực nghiên cứu phải xa bờ không có hiện tượng nước dâng và nước rút;
- Vùng nghiên cứu sâu vô tận;
- Chỉ xét chuyển động theo phương ngang;
- Trên mặt phẳng có gió thổi ổn định;
- Trường gió phân bố đều.

Trong những điều kiện như vậy, những kết luận của lý thuyết Ekman nhận được như sau:

- Hải lưu trên mặt chảy lệch hướng so với hướng gió thổi (ở bắc bán cầu về phía phải, và ở nam bán cầu về phía trái) một góc bằng 45° . Độ lệch của hướng này không phụ thuộc vào tốc độ gió và tốc độ hải lưu cũng như vĩ độ địa phương (hình 5.1).

- Tốc độ hải lưu trên mặt được xác định bằng biểu thức sau:

$$U_0 = \frac{T}{\sqrt{2\mu\rho\omega \sin \phi}} \quad (5-1)$$

Trong đó: U_0 : là tốc độ hải lưu mặt nước ($Z = 0$);

μ : hệ số nhót nội ma sát rối;

ρ : tỷ khối của nước hải dương ;

ω : tốc độ quay của Trái Đất;

ϕ : vĩ độ địa phương;

T : áp lực tiếp tuyến của gió.

Về sau nhiều tác giả khác như F. Nan Sen, H. Thorade, N.N. Struiski đã thiết lập quan hệ giữa tốc độ gió với tốc độ của hải lưu trên mặt:

$$U_0 = \frac{0,0127}{\sqrt{\sin \varphi}} \times W \quad (5-2)$$

Trong đó: U_0 : tốc độ hải lưu (m/s);

W - tốc độ gió (m/s);

0,0127 - hệ số kinh nghiệm.

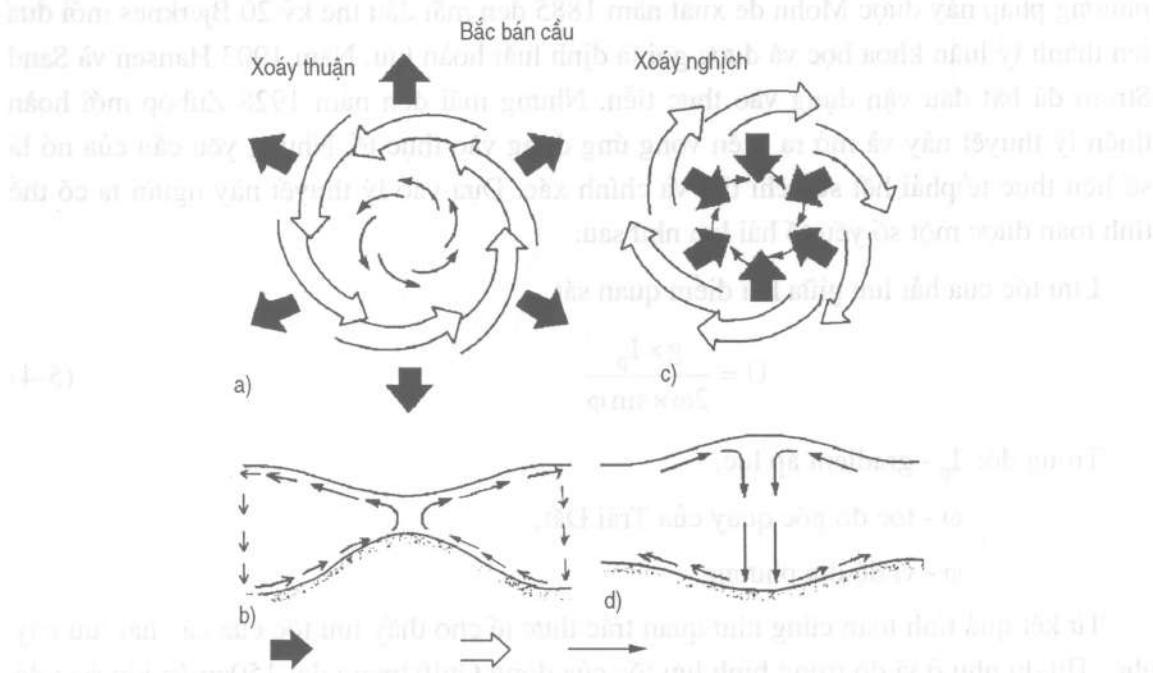
- Càng xuống sâu, hải lưu càng thay đổi cả về tốc độ và hướng chảy. Độ lớn của tốc độ giảm dần theo quy luật lôgarit. Hướng chảy càng lệch dần so với hướng gió thổi đến một độ sâu người ta gọi là độ sâu ma sát thì hướng của nó ngược so với hướng của hải lưu trên mặt. Độ sâu ma sát được xác định bằng biểu thức sau:

$$D_T = \pi \sqrt{\frac{\mu}{\rho \omega \sin \varphi}} \quad (5-3)$$

Để loại trừ những tồn tại của hai lý thuyết trên và phát triển học thuyết về hải lưu có các nhà hải dương Xô Viết như V.V. Suléykin, V.B. Stockman, P.S. Lineikin... đã đưa ra công thức xác định tốc độ dòng chảy ở các độ sâu khác nhau:

- Ở độ sâu $Z = 2D$ thì $U_D = U_o/535$.

- Ở độ sâu $Z = D$ thì $U_D = U_o/23$.



Hình 5-2. Hoàn lưu trên biển ở Bắc bán cầu theo lý thuyết Ekman.

Với cái nhìn như vậy V.W. Ekman là người đầu tiên giải thích một cách khoa học hiện tượng các tảng băng ở vùng biển bắc cực không trôi theo hướng gió thổi mà chêch về bên phải một góc.

Nếu trên mặt biển xuất hiện một áp cao (xoáy nghịch) thì sẽ xảy ra hiện tượng chêch hướng Ekman một cách có hệ thống dẫn đến sự hội tụ dòng nằm ngang (convergence) từ ngoài hướng vào tâm xoáy nghịch và phân kỳ hướng ngang ở dưới sâu, kết quả xuất hiện ở vùng tâm xoáy nghịch dòng xoáy đẩy nước xuống sâu (downwelling) để đảm bảo tính liên tục phải có các dòng nước trồi (upwelling) từ dưới sâu ở vùng ngoài xuất hiện. Ngược lại, nếu có một áp thấp (xoáy thuận) hoạt động trên mặt biển thì ở nơi đây xuất hiện các dòng chảy phân kỳ (divergence) từ tâm xoáy thuận hướng ra ngoài và dòng nước trồi từ dưới sâu đưa lên thế chỗ (xem hình 5-2).

5.3.2. Hải lưu tỷ khối

Hải lưu tỷ khối phát sinh là do sự chênh lệch tỷ khối (mật độ) của nước hải dương giữa các vùng. Nguyên nhân gây nên sự chênh lệch này là do sự phân bố không đồng đều của bức xạ năng lượng Mặt Trời dẫn đến sự không đồng đều của nhiệt độ nước, sự bốc hơi, lượng mưa, sự đóng và tan băng, sự không đều của nồng độ muối...

Trong nghiên cứu hải dương, để xác định các yếu tố của hải lưu người ta dựa vào số liệu nhiệt độ, độ muối quan trắc được theo không gian rồi vẽ các đường phân bố tỷ khối. Phương pháp này được gọi là phương pháp động lực. Những khái niệm đầu tiên của phương pháp này được Mohn đề xuất năm 1885 đến mãi đầu thế kỷ 20 Bjerknes mới đưa lên thành lý luận khoa học và được gọi là định luật hoàn lưu. Năm 1903 Hansen và Sand Strom đã bắt đầu vận dụng vào thực tiễn. Nhưng mãi đến năm 1928 Zubóp mới hoàn thiện lý thuyết này và mở ra triển vọng ứng dụng vào thực tế. Nhưng yêu cầu của nó là số liệu thực tế phải hết sức chi tiết và chính xác. Dựa vào lý thuyết này người ta có thể tính toán được một số yếu tố hải lưu như sau:

Lưu tốc của hải lưu giữa hai điểm quan sát:

$$U = \frac{g \times I_p}{2\omega \times \sin \varphi} \quad (5-4)$$

Trong đó: I_p - gradient áp lực,

ω - tốc độ góc quay của Trái Đất,

φ - vĩ độ địa phương.

Từ kết quả tính toán cũng như quan trắc thực tế cho thấy lưu tốc của các hải lưu này nhỏ. Thí dụ như ở vĩ độ trung bình lưu tốc của dòng Gulfstream đạt 150cm/s; khi ở vĩ độ 70° thì $U = 20\text{cm/s}$.

Càng xuống sâu lưu tốc này càng nhỏ. Đến độ sâu D nào đó thì các chất điểm nước không còn chuyển động nữa, người ta gọi độ sâu đó là độ sâu động lực. Theo lý thuyết này D có thể được xác định bằng công thức sau:

$$D = \int_{H_0}^{H_n} \alpha \cdot dH = \sum_1^n \bar{\alpha}_n \cdot \Delta H \quad (5-5)$$

Trong đó: $\bar{\alpha}_n$ - tỷ khối trung bình của lớp nước có độ sâu là ΔH . Theo tính toán độ sâu này đối với dòng Kurôsivô và Gulfstream đạt tới khoảng 3000m.

5.4. ẢNH HƯỞNG CỦA ĐỊA HÌNH ĐẾN HẢI LUU

5.4.1. Ảnh hưởng của địa hình đáy biển và đại dương

Chúng ta đã biết địa hình đáy biển và đại dương rất phức tạp: có dạng sông núi hồ ngầm làm cho các dòng hải lưu di chuyển thường bị chêch hướng. Theo nghiên cứu của Ekman thì ở Bắc bán cầu hải lưu gặp những dãy núi ngầm thì hướng của nó sẽ lệch phải; và gặp các "hồ" ngầm thì lệch trái. Nguyên nhân là do dòng nước chuyển động đó không chỉ chịu tác động của địa hình mà còn chịu tác động của lực Coriolis. Khi gặp các đảo chúng cũng bị lệch như gặp núi ngầm.

Trong trường hợp hải lưu ở Nam bán cầu thì ngược lại.

5.4.2. Ảnh hưởng của đường bờ các châu lục

Do địa hình đường bờ các châu lục không phải là đơn giản mà có chỗ tương đối phẳng có nơi lại khúc khuỷu cho nên hải lưu gặp các đường bờ thường bị biến dạng tương ứng với đường bờ. Có thể nói O. Krummel là người đầu tiên nghiên cứu ảnh hưởng của các đường bờ lên các dòng hải lưu. Ông đã lập mô hình Đại Tây dương và cho thổi hai "luồng gió tín phong" bắc và nam Xích đạo sinh ra các dòng hải lưu "Gulfstream" và "Braxin" và các dòng hải lưu tương tự như thực tế.

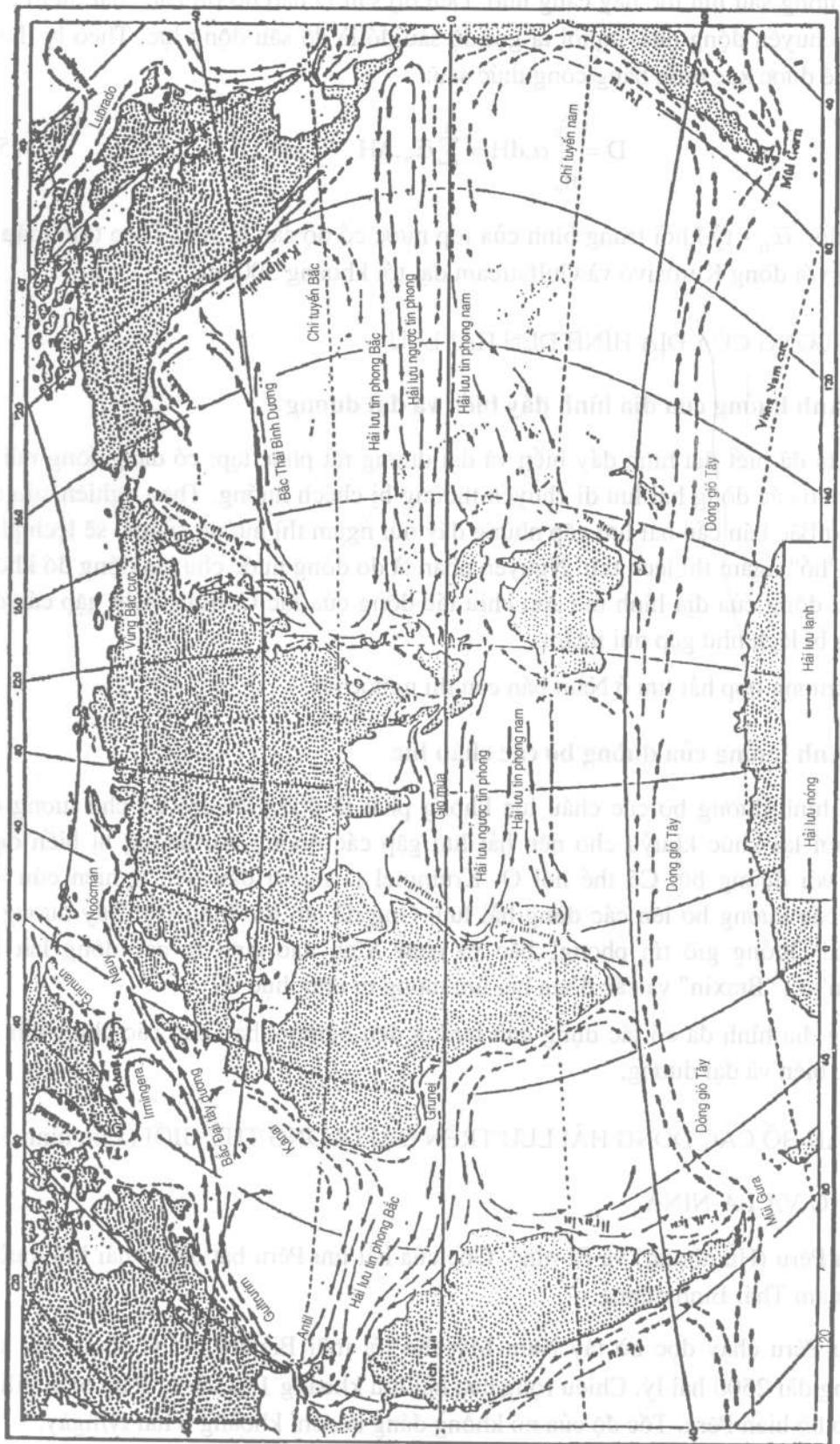
Rõ ràng địa hình đã có tác dụng ảnh hưởng đến hướng chảy của các chu trình hải lưu trên các biển và đại dương.

5.5. SỰ PHÂN BỐ CÁC DÒNG HẢI LUU TRÊN ĐẠI DƯƠNG THẾ GIỚI (xem hình 5.3)

5.6. EL-NINO VÀ LA-NINA

Hải lưu Pêru (Humboldt) và El-ninô. Gốc của hải lưu Pêru bắt đầu ở hải lưu thường xuyên nửa nam Thái Bình dương.

Hải lưu Pêru chạy dọc bờ tây Nam Mỹ cho tới mũi Biankô (4° vĩ Nam) trải qua quãng đường dài 2500 hải lý. Chiều rộng của hải lưu khoảng 100 hải lý ở bờ biển Sili và 250 hải lý ở bờ biển Pêru. Tốc độ của nó không đáng kể, chỉ khoảng 6 hải lý/ngày.



Hình 5-3. Các hệ thống hải lưu trên đại dương thế giới

Nước hải lưu Pêru chảy vào dải ven bờ có màu xanh lá cây pha màu ôliu hay màu vàng, phân biệt rõ rệt với màu xanh lục của nước ngoài khơi đại dương.

Nhiệt độ nước ở vùng hải lưu Pêru dao động từ $15\text{--}19^{\circ}$ nghĩa là thấp hơn nhiệt độ không khí xung quanh từ $8\text{--}10^{\circ}$.

Những nước xanh lá cây của hải lưu Pêru giàu plankton động vật và thực vật chính là khu vực phát triển phong phú của sự sống, nhiều giống cá ưa lạnh sống ở vùng này. Đến lượt chúng, cá ở đây lại là mồi ăn của hàng triệu con chim, những giống

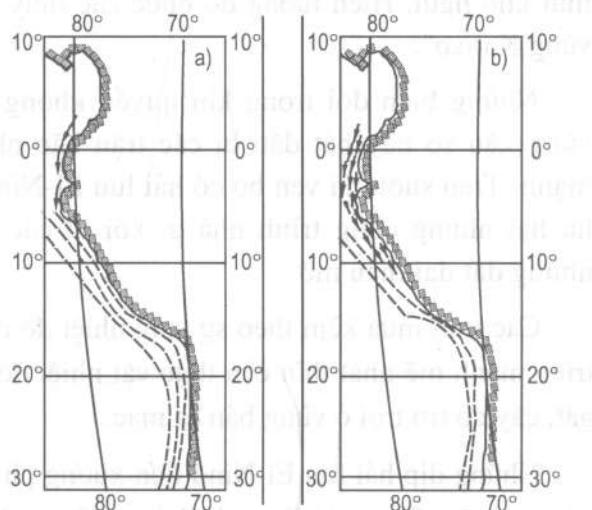
chim này đến ở đông đúc trên các đảo không có người ở của vùng đại dương này, đó chính là nhưng nơi làm tổ lý tưởng cho các giống chim cốc biển, hải âu và các giống chim khác, những con chim này rải lên các đảo và trên bờ lục địa những lớp phân khổng lồ và rất tốt gọi là guanô mà xưa người ta vẫn dùng để bón ruộng ở Nam Mỹ và các nước khác.

Mỗi năm, vào mùa hè của nam bán cầu thường vào cuối tháng chạp, chảy tới gặp hải lưu Pêru dọc theo bờ có hải lưu nóng El-Ninô đổ từ vùng kênh Panama xuống, tới mũi Biankô hay hơi xa về phía nam.

Tuy nhiên, trong một số năm hải lưu này chảy quá xa hơn về phía nam tới 14-15 vĩ độ nam. El-Ninô thực chất là nhánh phía nam của nghịch lưu xích đạo Thái Bình dương.

Khi vùng bờ Pêru chịu tác dụng của hải lưu lạnh Pêru, còn hải lưu nóng El-Ninô chiếm vị trí thường có của nó (không tiến xuống quá mũi Biankô) thì khí hậu của Pêru đặc trưng bởi lượng mưa ít, vắng bão và áp thấp nhiệt đới và khí hậu từ Vanparaixô (vĩ tuyến 33°S) tới quần đảo Palapagôt đều giống nhau.

Sự tiến sâu của hải lưu nóng El-Ninô xuống các vùng quá về phía nam, dọc bờ biển Pêru sẽ dẫn đến những tác hại lớn. Trong thời gian đó, ở biển những đàn cá ưa lạnh ở phía nam chạy lên các vĩ độ thấp hơn nếu không kịp di chuyển ra tránh vùng nước nóng này sẽ bị chết vô kể. Trong những trường hợp này, ta thấy vùng bờ biển Pêru phủ đầy xác cá chết. Quang cảnh kinh ngạc nhất xảy ra ở cảng Kaliao - một tiền cảng của thành phố Lima. Hydrô sunfua tạo thành do sự phân huỷ cá ở đó gây ra sự thay đổi màu nước vùng xung quanh và phủ đen các bãi biển ven bờ cũng như vỏ tàu đậu ở bến và sặc lên



Hình 5-4. Sự tiến sâu xuống phía nam của hải lưu El-Ninô:
a) trong những năm bình thường;
b) trong năm 1941.

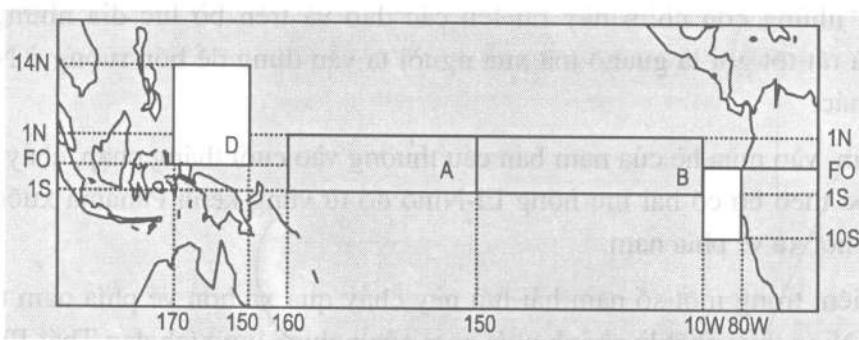
mùi khó ngửi. Hiện tượng đó được các thủy thủ biết đến bởi cái tên "Những nước sơn vùng Kaliao".

Những biến đổi trong khí quyển không kém phần nổi bật cũng diễn ra. Thường vùng xấu số này bắt đầu bị các trận bão nhiệt đới kèm theo giông có sức phá hoại mạnh. Trên suốt dải ven bờ có hải lưu El-Ninô tiến xuống, thấy có mưa rào dữ dội làm hư hại những công trình nhà ở, xói lở các nền đường sắt, cuốn theo và đổ ra biển những đât đai màu mỡ.

Các trận mưa kèm theo sự tăng nhiệt độ một cách đột biến, điều đó dẫn đến sự phát triển mạnh mẽ nhất thời của thực vật nhiệt đới tại những nơi mà trước đó chỉ thấy nắng gắt, cây cỏ trơ trọi ở vùng bán sa mạc.

Những dịp hải lưu El-Ninô tiến xuống phía nam một cách dị thường như vậy không xảy ra luôn. Theo tài liệu ghi lại, người ta được biết các năm 1891, 1925 và 1941 có những lần hải lưu đó tiến xuống phía nam đặc biệt mạnh và kèm theo tai họa bão, mưa rào và giông sét.

Những sự vi phạm đột ngột chế độ khí tượng thủy văn ở vùng bờ Pêru trong những năm mà hệ các khu vực áp cao, cả hải lưu tín phong và Nghịch lưu xích đạo tiến sâu xuống phía nam nhiều hơn lệ thường.



**Hình 5-5. Vùng dị thường nhiệt độ mặt nước biển
khu vực xích đạo thuộc Thái Bình dương.**

Nghiên cứu về El-Ninô được nhiều người quan tâm, nhất là phục vụ cho dự báo thời tiết khí hậu. Như trên đã biết, hàng năm cứ vào dịp lễ Giáng sinh nước biển trên khu vực đuôi dòng hải lưu lạnh Pêru lại nóng lên kéo dài chừng vài tuần đến một tháng hoặc hơn do nhánh phía nam của dòng nước nóng Nghịch xích đạo chảy xuống gây thiệt hại cho nghề đánh bắt cá của dân chài, được gọi là El-Ninô (con trai của Chúa). Theo số liệu quan trắc có được từ năm 1525 cho đến nay đã xảy ra 122 lần (bình quân khoảng 4 năm 1 lần) với thời gian nóng lên kéo dài từ vài tháng đến hơn 1 năm và mức độ nóng lên cũng khác nhau. Một hiện tượng khác có liên quan gọi là dao động bán cầu nam (Southern Oscillation - viết tắt là SO) xảy ra ở Nam xích đạo Thái Bình Dương được G.Walker phát

hiện vào năm 1923 biểu hiện qua sự đảo biến áp giữa trạm Tahiti - đại biểu cho áp cao Nam Thái Bình dương và trạm Darwin - đại biểu cho áp thấp ở Đông Indônêxia. Sau đó được chỉ tiêu hoá (Southem Oscillation Index - viết tắt là SOI):

Đặc biệt thú vị hơn là người ta phát hiện thấy giữa dao động bán cầu Nam và El-Ninô gần như xuất hiện đồng thời và có sự trái dấu giữa SOI mang dấu (-) với dị thường nhiệt độ mặt nước biển khu C (hình 5-5). Cụ thể SOI (-) thì $\Delta T_c > 1^\circ C$

$$SOI = 10[dP(Tahiti) - dP(Darwin)]/SD \quad (5-6)$$

Trong đó:

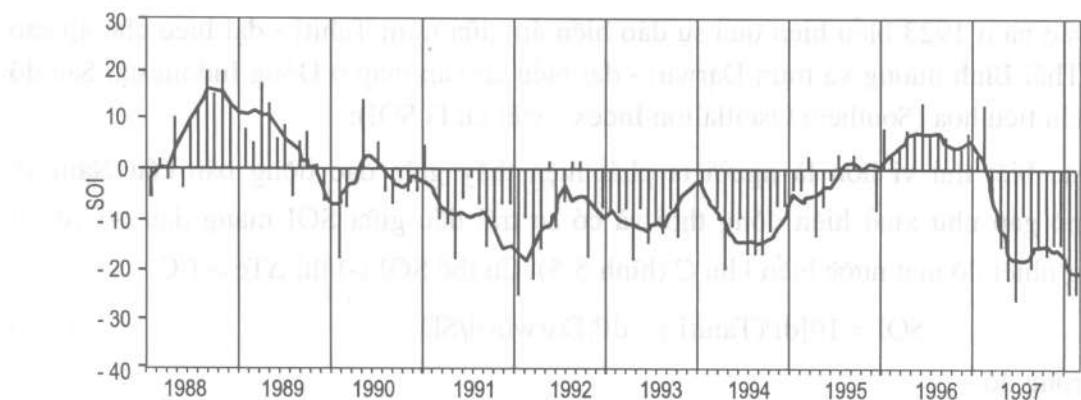
- $dP(Tahiti)$ là biến áp trung bình tháng mực mặt biển trạm Tahiti;
- $dP(Darwin)$ là biến áp trung bình tháng mực mặt biển trạm Darwin;
- SD là hiệu số độ lệch tiêu chuẩn khí áp giữa Tahiti và Darwin.

Từ đó các nhà khoa học chính thức liên kết hai khái niệm SO và El-Ninô viết tắt thành ENSO vào năm Vật lý địa cầu 1997 và gọi là ENSO nóng khi SOI(-) ứng với $\Delta T_c > 1^\circ C$ - tức El-Ninô; ENSO lạnh khi SOI(+) ứng với $\Delta T_c < -1^\circ C$ là La Nina (con gái của Chúa). Và hầu như tất cả các công trình nghiên cứu về El-Ninô sau đó đều xoay quanh khái niệm ENSO, chẳng hạn nghiên cứu quan hệ giữa nhiệt độ mặt nước biển khu B với biến áp trạm Tahiti, quan trắc gió trên cao, quan trắc bức xạ sóng dài phát ra ứng với thời gian xảy ra El-Ninô để làm các chỉ tiêu dự báo, một số nghiên cứu khác nghiên cứu quan hệ giữa ENSO với gió mùa, đa số nghiên cứu ảnh hưởng tổng hợp của El-Ninô đối với thời tiết - khí hậu của quốc gia mình, đặc biệt phải kể đến các công trình nghiên cứu mô hình số trị dùng trong dự báo El-Ninô. Thế nhưng, bản chất của ENSO là gì, nguyên nhân nào sinh ra dao động bán cầu nam (SO) và El-Ninô. Cơ chế nào điều khiển chúng, cùng hàng loạt vấn đề liên quan đến sự diễn biến theo thời gian và không gian của El-Ninô mà ENSO vốn chỉ là quan hệ kinh nghiệm không thể giải thích được. Mặt khác, quan hệ về dấu giữa SOI với El-Ninô cũng bắt đầu rối loạn trong điều kiện nóng lên toàn cầu hiện nay, đặc trưng rõ nhất của sự rối loạn này là SOI mang dấu (-) suốt từ giữa năm 1990 đến giữa năm 1995 (hình 5-6) trong khi đó chỉ có 3 đợt El-Ninô nhỏ xảy ra vào các năm 1992, 1993 và 1994 -1995. Tóm lại cho đến nay chưa có lý thuyết về El-Ninô.

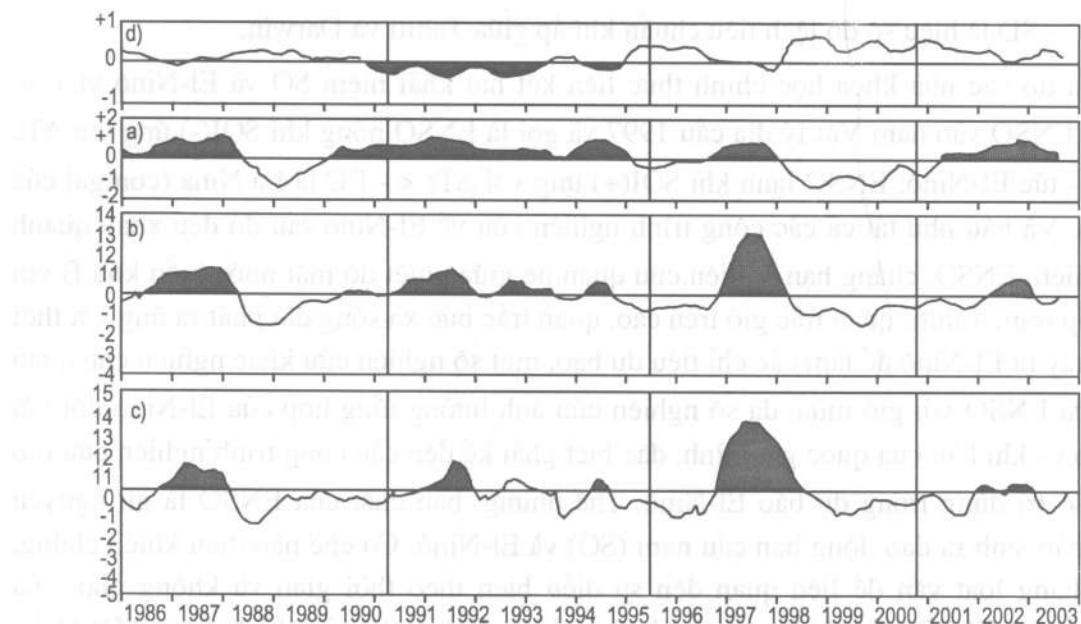
Về vấn đề này có hướng nghiên cứu mối quan hệ tương tác khí quyển - đại dương xem xét quá trình đổi lưu sâu trong hệ thống này ở tầm vĩ mô.

Về tương tác khí quyển - đại dương theo mô hình Ekman như phần trên lý thuyết hải lưu trôi Ekman đã trình bày cho thấy:

Nhà hải dương học người Thụy Điển W. Ekman là người đầu tiên giải thích hiện tượng các tảng băng ở vùng biển bắc cực không trôi theo hướng gió thổi mà chêch về bên phải một góc đồng thời nghiên cứu lý thuyết xoáy trong biển (1905).



Hình 5-6. Quá trình số trị SOI từ năm 1988-1997.



Hình 5-7. Phân tích quá trình dị thường nhiệt độ mặt nước biển khu vực nhiệt đới thuộc Thái Bình dương.

5.7. ẢNH HƯỞNG CỦA ĐẠI DƯƠNG ĐẾN KHÍ HẬU VÀ THỜI TIẾT

Việc tính toán các thành phần cân bằng nhiệt cho thấy rằng từ một đơn vị bề mặt đại dương truyền vào khí quyển một lượng nhiệt bốc hơi và trao đổi rối lớn hơn hai lần so với từ mặt đất. Do mặt đại dương chiếm tới 71% diện tích Trái Đất, nên nó có vai trò lớn trong việc hình thành khí hậu và thời tiết.

Đại dương như một ắc quy nhiệt. Nó hấp thụ một lượng nhiệt rất lớn trong mùa nóng và cung cấp năng lượng cho khí quyển trong mùa lạnh. Khác với lục địa, khả năng tích nhiệt của đại dương được xác định bởi các tính chất vật lý của nước mà trước hết là nhiệt

dung và độ linh động của nó. Nhờ các quá trình xáo trộn mà lượng nhiệt mặt trời đi tới mặt biển được truyền xuống tầng nước sâu (từ vài chục đến hàng trăm mét) và do nhiệt dung của nước lớn ($0,92 \text{ calo/g.deg}$) làm cho nhiệt độ nước tăng lên dần dần. Cũng nguyên nhân trên làm cho mặt biển dần dần lạnh đi trong mùa lạnh. Do đó quá trình biến đổi năm của nhiệt độ nước mặt đại dương (và cả nhiệt độ không khí trên đó) nhỏ hơn đến hàng chục lần so với mặt đất.

Mặt đất có nhiệt dung nhỏ hơn nước biển $3 \div 4$ lần và có độ dẫn nhiệt nhỏ hơn nên chỉ bị đốt nóng đến một độ sâu nhỏ (khoảng vài mét). Vì vậy nhiệt độ của nó cũng như nhiệt độ không khí ở trên tăng đáng kể. Trong mùa lạnh cũng do các nguyên nhân trên mà mặt đất bị nguội đi nhiều làm cho không khí cũng bị lạnh đi đến vài chục độ ở vùng vĩ độ trung bình.

Như vậy, sự khác nhau của tính chất mặt biển và mặt đất đã tạo nên chênh lệch nhiệt độ không khí trên biển và đất liền. Mùa hè không khí trên biển lạnh hơn trên đất liền (trên cùng vĩ tuyến) và mùa đông thì ngược lại. Chênh lệch nhiệt độ không khí cũng dẫn tới chênh lệch áp suất giữa biển và đất liền. Mùa hè áp suất trên đại dương lớn hơn trên đất liền làm cho không khí chuyển động từ biển vào lục địa, gây nên gió mùa hè. Mùa đông, ngược lại dòng không khí thổi đi từ lục địa, nơi có nhiệt độ thấp hơn và áp suất cao hơn ra biển, tạo nên gió mùa đông.

Lượng nhiệt do hoàn lưu gió mang từ đại dương đến lục địa xấp xỉ bằng lượng nhiệt do các dòng không khí mang từ vùng vĩ độ thấp về vùng vĩ độ cao (hoàn lưu đối).

Kết quả tính toán cho thấy rằng trên mỗi cm đường bờ trong năm có một lượng nhiệt $4,5 \cdot 10^{12} \text{ cal}$ đi qua theo hướng tây bắc - đông nam và $3,71 \cdot 10^{12} \text{ cal}$ theo hướng tây - đông.

Sự khác biệt trong chế độ nhiệt của mặt đại dương và mặt đất tạo nên các loại khí hậu khác nhau tương ứng được gọi là khí hậu biển và khí hậu lục địa.

Khí hậu biển và lục địa. Những khác biệt do đặc điểm đốt nóng đại dương và lục địa cũng như trong hiện tượng bốc hơi từ bề mặt của chúng ảnh hưởng đến chế độ nhiệt độ và chế độ ẩm của không khí (mây, mưa) là những yếu tố quyết định đặc điểm khí hậu của từng khu vực.

Trước hết cần thấy rằng không khí trên các đại dương có độ ẩm tuyệt đối lớn hơn so với trên lục địa. Điều đó dễ hiểu nếu nhớ lại rằng trong một năm đại dương cấp cho khí quyển 74 calo/cm^2 nhờ bốc hơi và chỉ có 8 kcal/cm^2 nhờ trao đổi nhiệt rồi. Trong khi đó trên đất liền hai đại lượng này lại gần bằng nhau (25 và 24 kcal/cm^2). Những đặc điểm nhiệt độ của khí hậu biển và lục địa thể hiện ở sự khác nhau đáng kể của các giá trị trung bình cũng như quá trình ngày và quá trình năm của nhiệt độ không khí. Nhiệt độ trung bình của không khí trên đại dương lớn hơn trên lục địa. Giá trị nhiệt độ không khí trung

bình trên lục địa có thể lớn hơn chỉ ở các vùng cận nhiệt đới và vùng tín phong, ở đó lượng giáng thuỷ rất nhỏ, còn cân bằng bức xạ lại lớn. Vì vậy, lượng nhiệt chi phí cho bốc hơi lớn từ mặt đại dương sẽ làm giảm một chút nhiệt độ trung bình của mặt đại dương so với lục địa.

Biên độ ngày của nhiệt độ không khí trên đất liền thường rất lớn, nhất là về mùa hè. Ví dụ ở Irkutxcơ (Nga) vào tháng 7 biên độ ngày của nhiệt độ không khí đạt tới $13,5^{\circ}\text{C}$, trong khi đó biên độ ngày của nhiệt độ đất là $29,8^{\circ}\text{C}$, còn vào tháng 12 chúng bằng $5,7^{\circ}\text{C}$ và $6,2^{\circ}\text{C}$ tương ứng. Đặc biệt ở vùng sa mạc do không bị mất nhiệt cho bốc hơi, nên biên độ nhiệt độ ngày rất lớn. Ví dụ ở các sa mạc châu Phi biên độ ngày của nhiệt độ không khí đạt tới 43°C , còn của nhiệt độ đất là 80°C . Điều đó thể giải thích là, ban ngày cân bằng bức xạ dương, mặt đất bị đốt nóng mạnh nhưng độ dẫn nhiệt của đất nhỏ nên nhiệt không truyền xuống sâu được mà truyền vào khí quyển. Ban đêm vì không tích trữ được nhiệt trong ngày nên mặt đất bị nguội đi và do kết quả trao đổi rối lớp khí quyển sát mặt cõng nguội theo.

Biên độ ngày của nhiệt độ nước các lớp mặt ở đại dương thường không đáng kể, chỉ bằng khoảng vài ba phần mười độ (từ $0,4^{\circ}\text{C}$ ở xích đạo đến $0,1^{\circ}\text{C}$ ở vĩ độ cao). Biên độ nhiệt độ không khí lớn hơn một ít từ $1,5^{\circ}\text{C}$ ở xích đạo đến $0,8^{\circ}\text{C}$ ở vĩ độ cao, vì khí quyển hấp thụ trực tiếp bức xạ mặt trời.

Sự khác biệt về quá trình năm của nhiệt độ không khí trên đại dương và lục địa ít hơn so với quá trình ngày, tuy nhiên nó vẫn rất đáng kể. Ở xích đạo, biên độ năm của nhiệt độ không khí trên đại dương đạt giá trị cực tiểu nhỏ hơn 1°C . Còn trên lục địa khoảng $5 \div 10^{\circ}\text{C}$. Ở vùng nhiệt đới biên độ có thể đạt tới 5°C trên đại dương và 20°C trên lục địa.

Ở các vùng vĩ độ trung bình biên độ năm của nhiệt độ không khí thường rất đa dạng ngay trên cùng một vĩ độ. Ví dụ đối với vĩ tuyến 52° Bắc chúng biến đổi từ 8°C đối với vùng đảo đến 48°C đối với vùng sâu trong lục địa. Ở vùng cận cực, biên độ năm có giá trị còn lớn hơn nữa, đạt tới 60°C trên lục địa và 20°C trên đại dương. Gần về cực biên độ năm của nhiệt độ không khí giảm một ít.

Đại dương có ảnh hưởng lớn đến sự thành tạo mây, mưa trong khí hậu lục địa và biển. Trong vùng nhiệt đới do thịnh hành dòng gió đông nên ở các bờ đông lục địa đối diện gió (nhất là vùng núi) có sự tích tụ và nâng lên của các khối không khí ẩm gần các dãy núi. Do đó ở các miền bờ biển và các vùng phía tây của các đại dương trong đối gió tín phong thường quan trắc thấy độ ẩm tương đối cao, nhiều mây và mưa, lượng mưa đạt tới $2000 \div 4000$ mm trong năm.

Các phần tây lục địa (phần đông của các đại dương) vì gió tín phong thổi từ đất liền nên có khí hậu tương đối khô và ít mưa.

Ở vùng vĩ độ trung bình nơi thịnh hành dòng gió tây, đại dương ảnh hưởng nhiều nhất đến phía tây các lục địa. Vùng này có nhiệt độ không khí trung bình năm cao hơn và biên độ ngày và năm nhỏ hơn so với vùng trung tâm và đông các lục địa. Trong mùa lạnh các khối không khí thổi từ đại dương vào với nhiệt độ cao hơn nhiệt độ lục địa tạo nên điều kiện tốt để hình thành mây, mưa. Vì vậy vào mùa thu - đông ở các bờ tây lục địa có cực đại lượng mưa. Độ ẩm tương đối, mây và mưa cực tiểu thường quan sát thấy vào các tháng mùa xuân hay đầu hè khi đại dương lạnh hơn lục địa.

Càng tiến sâu vào lục địa ảnh hưởng của đại dương đến khí hậu càng giảm.

Theo các tính toán của V.V. Suleykin thì ở vùng vĩ độ trung bình khu vực Xibiri gần Veckhotanxơ ít chịu ảnh hưởng của đại dương nhất. Ông cho điều này là nguyên nhân tồn tại ở đây nhiệt độ không khí thấp nhất địa cầu (trừ Nam cực), hay hình thành cực lạnh ở đây. Trên các lục địa nhất là ở các vùng nội địa sự suy giảm ảnh hưởng của đại dương không những làm tăng biên độ dao động năm và ngày của nhiệt độ không khí mà còn làm dịch chuyển cực đại lượng mưa từ mùa đông khi trên lục địa thịnh hành thời tiết xoáy nghịch, sang mùa hạ. Trong khi đó độ ẩm tương đối của không khí, mây, tần suất sương mù và mưa, khoảng thời gian mưa kéo dài vẫn giữ cực đại vào mùa thu - đông ở những vùng khá xa biển. Chỉ ở các vùng nội địa cực đại mây, lượng mưa và số ngày mưa hoàn toàn chuyển sang hè, còn mùa đông số ngày nắng nhiều và lượng mưa ít.

Ở các vùng phía đông lục địa thuộc các vĩ độ trung bình hoàn lưu gió mùa có ảnh hưởng đáng kể đến khí hậu, điều này hầu như không tồn tại ở các vùng phía tây. Hoàn lưu gió mùa mùa đông ngăn cản các khối không khí ẩm từ đại dương thâm nhập vào lục địa. Vì vậy ở các vùng phía đông lục địa không xa bờ tồn tại lượng mây, mưa cực tiểu trong mùa đông. Mùa hè thường ẩm, nhiều mây và hay mưa.

Càng ra xa ngoài đại dương mùa đông khô (như một đặc trưng của khí hậu gió mùa) càng chuyển nhanh thành mùa đông ẩm ướt, và cực đại lượng mưa càng chuyển từ hè sang đông; đó là nét đặc trưng của khí hậu biển vùng ôn đới và cận nhiệt đới.

Ảnh hưởng của sự phân bố đại dương và lục địa lên hoàn lưu khí quyển, hoàn lưu nước đại dương và chế độ nhiệt của chúng. Sự khác nhau trong chế độ nhiệt của khí quyển trên đại dương và lục địa dẫn đến sự khác nhau trong chế độ áp suất khí quyển. Cũng như sự phân bố nhiệt độ, trường áp suất không cố định trong năm và thể hiện rõ qua mùa hè và mùa đông. Mùa đông nhiệt độ không khí trên đại dương cao hơn trên lục địa tạo nên dòng không khí hướng từ lục địa ra đại dương. Cơ chế phát sinh hoàn lưu đó có thể giải thích như sau: Như đã biết, trong khối không khí lạnh giá trị bậc trắc áp (khoảng cách theo phương thẳng đứng trong đó áp suất biến đổi một đơn vị) nhỏ hơn so với trường hợp khối khí nóng. Vì vậy, trong khi áp suất ở mặt đất như nhau thì ở một độ

cao nào đó xuất hiện độ nghiêng mặt đǎng áp về phía khói không khí lạnh. Độ nghiêng mặt đǎng áp sẽ làm xuất hiện chuyển động về hướng khói không khí lạnh (từ đại dương vào lục địa).

Dòng khí đó làm cho trọng lượng cột không khí giảm trên biển và tăng trên lục địa. Điều đó làm xuất hiện trên mặt trái đất vùng áp suất cao trên lục địa và thấp trên biển, và do đó làm phát sinh chuyển động của không khí từ lục địa ra biển, (gió mùa mùa đông). Mùa hè hiện tượng xảy ra ngược lại (gió mùa mùa hạ).

Tuy nhiên cần chú ý rằng mùa hè chênh lệch nhiệt độ giữa đại dương và lục địa ít hơn mùa đông. Nhưng ngay cả trong trường hợp này cũng đủ để gây nên hoàn lưu mạnh giữa đại dương và lục địa. Hoàn lưu gió mùa này không như nhau ở các bờ của đại dương khác nhau, vì ở mỗi nơi còn chịu thêm ảnh hưởng của hoàn lưu địa dới do chênh lệch nhiệt độ không khí giữa các đới vĩ độ gây nên.

Nói chung trong dòng hướng đông hình thành điều kiện động lực (hội tụ và phân kỳ các dòng không khí trên cao) làm cho áp suất phân bố trên đại dương và lục địa phù hợp với tác động của các yếu tố nhiệt.

Tuy vậy ở gần mặt đất bờ tây các lục địa (Tây Âu) gió mùa mùa đông ngược hướng với dòng địa dới. Vì ở đây dòng địa dới mạnh hơn nhiều nên vẫn giữ nguyên hướng đông.

Ở bờ đông các lục địa (miền bờ đông Châu Á) dòng gió mùa được tăng cường vì nó cùng hướng với dòng địa dới. Mùa hè dòng hướng đông giảm vì gradien nhiệt độ theo kinh tuyến giảm. Vì vậy ở bờ đông các lục địa gió mùa hạ trở nên mạnh hơn dòng địa dới, còn ở các bờ tây hoàn lưu gió mùa lại làm tăng dòng địa dới vì vào mùa này hoàn lưu gió mùa cũng có hướng đông.

Phân bố áp suất và hoàn lưu khí quyển cũng chịu ảnh hưởng nhất định của hệ thống hải lưu (dòng chảy biển). Riêng sự tồn tại dòng chảy nóng bắc Đại Tây dương làm tăng cường vùng áp thấp ở Băng Đảo và do đó phát triển thêm hoạt động xoáy thuận ở Bắc Đại Tây dương vào mùa đông. Dòng Curoxiô cũng gây ảnh hưởng tương tự đến sự hình thành khu vực áp thấp ở vùng đảo Aléutin thuộc Thái Bình dương.

Trong mùa đông sự chênh lệch nhiệt độ lớn giữa các đới vĩ tuyến và giữa đại dương với lục địa làm tăng cường hoàn lưu (tăng sức gió). Trên đại dương, nhờ ma sát không khí với mặt biển nhỏ, nên vận tốc gió tăng lên, thời gian kéo dài và tăng cường độ của các xoáy thuận cũng lớn hơn ở lục địa. Trên biển các xoáy thuận được duy trì lâu hơn xoáy nghịch. Vì thế trên biển vùng vĩ độ trung bình tần suất xoáy thuận khá lớn không những về mùa đông khi không khí có điều kiện nhiệt thuận lợi mà cả về mùa hè khi sự phân bố nhiệt độ không thuận lợi để phát triển hoạt động xoáy thuận. Tuy nhiên các xoáy thuận mùa hè thường yếu hơn, ngắn ngày hơn và không phải lúc nào cũng thể hiện rõ trên các bản đồ phân bố áp suất trung bình.

Hoàn lưu nước đại dương và sự trôi băng liên quan chặt chẽ với hoàn lưu khí quyển. Nếu đem so sánh bản đồ dòng chảy mặt với bản đồ phân bố áp suất và gió thì có thể phát hiện thấy mối tương quan đó. Tuy nhiên cần chú ý rằng sự phân bố mật độ nước biển phụ thuộc vào phân bố nhiệt độ và độ muối có một ý nghĩa không nhỏ trong việc hình thành các dòng chảy. Sự phân bố mật độ trong đại dương tạo điều kiện thuận lợi cho dòng nước chuyển vận từ vĩ độ thấp lên vĩ độ cao. Dưới tác động của lực quay quả đất dòng chảy lệch sang phải ở Bắc bán cầu và sang trái ở Nam bán cầu. Địa hình đáy và đường bờ đại dương tác động lên dòng chảy và làm biến đổi đáng kể dạng ban đầu của nó. Những điều nói trên cần được chú ý khi đánh giá sự phù hợp giữa trường dòng chảy và trường gió thì ở đây mối tương quan giữa dòng chảy và trường gió biểu lộ rõ nét, còn nơi nào không có sự tương đồng trên thì mối liên hệ giữa dòng chảy và gió ít chặt chẽ hơn.

Đặc điểm chung của các dòng chảy đại dương là mối tương quan mật thiết giữa trường dòng chảy với các vùng áp cao trên đại dương ở miền nhiệt đới của cả hai bán cầu. Như đã biết, xoáy nghịch cận nhiệt đới tạo nên đối lưu tín phong khá ổn định ở cả hai bán cầu. Ở gần bờ tây các lục địa dưới tác động của tín phong với thành phần chủ yếu dọc theo kinh tuyến, hình thành các dòng chảy có hướng tương tự như gió tín phong chỉ hơi lệch một ít do ảnh hưởng của lực quay quả đất. Các dòng chảy này mang nước lạnh xuống vùng vĩ độ thấp. Đó là các dòng California và Canada ở Bắc bán cầu và dòng Pêru ở Thái Bình dương, dòng Bengan ở Đại Tây dương thuộc Nam bán cầu.

Ở xa bờ phía tây lục địa các dòng chảy hướng gần như về phía tây dưới dạng các dòng tín phong. Ở gần bờ đông phần lớn nước theo hướng gió trong các xoáy nghịch cận nhiệt đới và dưới ảnh hưởng của đường bờ, ngoặt từ xích đạo lên phía bắc ở Bắc bán cầu và xuống phía nam ở Nam bán cầu làm nguồn cho các dòng chảy nóng xuống vĩ độ trung bình. Một phần nước chảy theo hướng ngược với các dòng tín phong và phân chia chúng dọc theo đường xích đạo. Dòng ngược xích đạo đó quan trắc thấy mạnh nhất ở Thái Bình dương. Ở Ấn Độ dương sơ đồ trên chỉ tồn tại ở phần phía nam mà thôi. Ở phần bắc dòng chảy mang tính chất dòng gió mùa ứng với hoàn lưu gió mùa khá phát triển ở đây.

Các dòng chảy nóng vùng vĩ độ trung bình đi dọc bờ tây đại dương đến khoảng vĩ tuyến 40° với độ ổn định cao và vận tốc lớn. Đó là các dòng Gulfstream (Gonxtrim) ở Bắc Mỹ, dòng Braxin ở Nam Mỹ, Curôxiô ở phía bờ châu Á và dòng Nam Thái Bình dương ở khu bờ châu Úc. Quá 40° độ các dòng chảy này tách khỏi bờ và hướng tới bờ đông bên kia đại dương tạo nên ở Bắc bán cầu các dòng chảy Bắc Đại Tây dương và Bắc Thái Bình dương. Ở Nam bán cầu vì ở các vĩ tuyến này lục địa chiếm diện tích nhỏ và đại dương hoàn toàn rộng mở về phía nam nên các dòng chảy nóng không đạt tới phía đông các đại dương và ở các đại dương thuộc các vĩ độ cao của cả hai bán cầu quan sát

thấy các dòng chảy lạnh - hậu quả nước trôi dưới tác động của gió thịnh hành. Dòng chảy đặc biệt mạnh bao trùm cả ba đại dương ở các vĩ độ $40^{\circ} \text{-- } 60^{\circ}$ Nam bán cầu. Dòng chảy đó xuất hiện dưới tác động của gió tây và được gọi là dòng trôi gió tây. Ở các vĩ độ cao Bắc bán cầu dòng chảy kém ổn định vì hoạt động xoáy thuận phát triển mạnh làm cho gió ở đây biến đổi nhiều. Sự vận chuyển các khối nước nóng về bờ đông các lục địa ở nhiệt đới và về bờ tây các lục địa ở ôn đới tạo điều kiện sưởi ấm các phần lục địa này. Ví dụ trong tháng giêng ở vĩ tuyến 60° ở miền đông lục địa Á - Âu nhiệt độ trung bình tháng của không khí thấp hơn giá trị trung bình của vĩ tuyến đến $20^{\circ} \text{-- } 24^{\circ}\text{C}$ trọng khi đó ở Tây Âu lại cao hơn đến $16^{\circ} \text{-- } 20^{\circ}\text{C}$. Vào tháng Bảy sự khác biệt đó giảm đi nhiều và nhiệt độ trung bình ở các khu vực đó gần với trung bình của vĩ tuyến. Ở các khu vực dòng chảy lạnh, ngược lại, nhiệt độ thấp hơn so với giá trị trung bình của vĩ tuyến. Thí dụ dòng Peru ở Nam Thái Bình Dương làm giảm nhiệt độ không khí ở xích đạo khoảng 4°C .

Các thí dụ trên chứng tỏ ảnh hưởng to lớn của sự phân bố đại dương và lục địa đến sự phân bố nhiệt độ không khí địa cầu. Như trên đã nói, theo tính toán của V.V. Suleykin, lượng nhiệt mang từ đại dương có cùng bậc với lượng nhiệt trao đổi giữa các đới vĩ tuyến. Tuy nhiên, lượng nhiệt này phân bố rất không đều theo các vĩ tuyến. Ở nhiệt đới sự khác biệt giữa nhiệt độ không khí trên biển và đất liền trong năm không lớn. Vĩ tuyến càng cao thì ảnh hưởng của sự phân bố đại dương và lục địa càng tăng. Trong đó có sự khác biệt lớn giữa nhiệt độ không khí ở phía đông và phía tây lục địa vùng vĩ độ trung bình. Sự khác biệt này được tăng cường bởi tác động của dòng chảy và gió thịnh hành. Ví dụ, mùa hè thịnh hành gió thổi từ biển vào làm cho khí trời mát dịu hơn. Nói chung trong toàn năm miền biển luôn ấm hơn vùng trung tâm lục địa và biên độ năm cũng nhỏ hơn.

Ở Bắc cực do tồn tại thảm băng nên tác dụng sưởi ấm của đại dương nhỏ hơn so với ôn đới. Ở các biển ven thuỷ vực Bắc Cực vào mùa hè một số nơi băng tan, khí hậu mang tính lục địa ít hơn so với vùng trung tâm. Dù sao lượng nhiệt cung cấp qua lớp băng cũng làm cho khí hậu ở đây ít mang tính lục địa hơn ở vùng Nam Cực, nơi mà phần lớn là đất liền. Việc nghiên cứu sự trao đổi nhiệt giữa các vĩ tuyến và giữa đại dương với lục địa thúc đẩy V.V. Suleykin phát biểu một lý thuyết về nguồn gốc vật lý của khí hậu và thời tiết. Ông gọi nó là lý thuyết sóng xâysin nhiệt áp. Theo lý thuyết này sự biến đổi thời tiết cũng như khí hậu của một khu vực nào đó là hậu quả dao động cường độ các dòng nhiệt giữa xích đạo với các cực và giữa đại dương với lục địa.

Để làm sáng tỏ điều đó, ta giả sử có một nguyên nhân nào đó đã phá vỡ chuyển động ổn định các khối không khí. Cho rằng sự phá huỷ này là do sự sưởi nóng ở một khu vực nào đó gây nên. Điều đó làm biến đổi gradien nhiệt độ theo phương nằm ngang và kèm theo là áp suất để gây nên chuyển động nhằm chống lại sự phá huỷ đó. Nhưng do

quán tính của các khối khí quá trình không chỉ giới hạn trong việc phá vỡ sự sưởi nóng trên mà còn vượt quá cả vị trí cân bằng về phía ngược lại, tức là về phía lạnh đi. Như vậy sẽ xuất hiện dao động tắt dần của trường nhiệt độ và kèm theo đó là trường áp suất cũng như trường gió; các dao động này sẽ truyền từ khu vực này sang khu vực khác. Các sóng nhiệt độ và áp suất như vậy được V.V. Suleykin gọi là sóng xâysin nhiệt áp vì có sự tương tự của sóng nhiệt áp với sóng xâysin trong đại dương. Nhưng trong các sóng tồn tại các điểm nút và bụng cho nên trong khi hình thành sóng xâysin nhiệt áp cũng phải tồn tại các bụng tức là các khu vực có dao động nhiệt độ và áp suất cực đại và các đường nút ở đây không có dao động. Theo ý kiến của V.V. Suleykin những điểm nút phải xuất hiện dọc các dãy núi, đường bờ và các khu vực có sự biến đổi đột ngột mặt đất. Về các chi tiết của quá trình xuất hiện xâysin nhiệt áp cũng như nguyên nhân làm tăng, giảm chúng ở nơi này, nơi khác hiện nay còn nhiều điểm chưa rõ. Tuy vậy trong nhiều trường hợp các dao động nhiệt độ và áp suất không khí quan sát thấy lại tương ứng với lý thuyết xâysin nhiệt áp.

Tuy nhiên hiện nay khó mà chỉ bằng một lý thuyết nào đó giải thích được tất cả sự đa dạng của các đặc trưng thời tiết và chế độ khí hậu mà chúng ta được thấy hàng ngày ở khắp nơi.

Phụ lục

BẢNG CẤP GIÓ VÀ SÓNG BIỂN

Cấp gió	Tốc độ gió			Ảnh hưởng của gió trên mặt đất và trên biển	Độ cao sóng biển (m)	
	Hải lý	m/s	km/h		Trung bình	Lớn nhất
0	<1	0-0,2	<1	Lặng gió, khói lên thẳng, cờ không lay động, mặt nước hồ ao phảng lặng.	0	0
1	1-3	0,3-1,5	1-5	Khói bị lay động, sóng lăn tăn như vẩy cá nhưng không có bọt, thuyền đánh cá thông thường cảm thấy rung động.	0,1	0,1
2	4-6	1,6-3,3	6-11	Khói tạt di theo chiều gió, lá cây hơi rung. Sóng nhẹ. Thuyền đánh cá có cảng buồm thì mỗi giờ đi được 2-3km.	0,2	0,3
3	7-10	3,4-5,4	12-19	Lá và cành lá rung động luôn. Sóng rất nhỏ đầu sóng bắt đầu đổ xuống, đôi chỗ có sóng bạc đầu. Thuyền buồm có thể đi được 5-6km/h.	0,6	1,0
4	11-16	5,5-7,9	20-28	Gió nâng bụi và giấy lên, cành nhô rung chuyển. Sóng nhỏ có nhiều sóng bạc đầu. Thuyền đang cảng buồm có thể nghiêng về một phía.	1,0	1,5
5	17-21	8,0-10,7	29-38	Những cây nhỏ có lá bắt đầu lay động. Mặt nước ao hồ gợn sóng. Sóng vừa, dạng sóng dài rõ rệt. Có nhiều sóng bạc đầu. Thuyền dưới 10 tấn có thể nguy hiểm.	2,0	2,5
6	22-27	10,8-13,8	39-49	Cành cây lớn rung chuyển, đường dây thép có thể rέo, khó mờ dù. Lưỡi sóng bắt đầu hình thành những đầu sóng rộng ra mọi phía (có bụi nước). Thuyền dưới 15 tấn có thể nguy hiểm.	3,0	4,0
7	28-33	13,9-17,1	50-61	Cây cối rung chuyển, khó di ngược gió. Biển động bọt trắng từ những lưỡi sóng đổ xuống bị cuốn thành dài và hướng theo chiều gió. Thuyền dưới 27 tấn có thể nguy hiểm.	4,0	5,5

Cấp gió	Tốc độ gió			Ảnh hưởng của gió trên mặt đất và trên biển	Độ cao sóng biển (m)	
	Hải lý	m/s	Km/h		Trung bình	Lớn nhất
8	34-40	17,2- 20,7	62-74	Gió làm gãy cành, thường không di ngược gió được. Lưỡi sóng cao trung bình dài hơn có những cuộn bụi nước trên đầu sóng, bọt bị thổi thành từng dải rõ rệt. Nguy hiểm cho tất cả các loại thuyền.	5,5	7,5
9	41-47	20,8- 24,4	75-88	Gió làm thiệt hại nhà cửa (vỡ ống máng, lật ngói...). Lưỡi sóng lớn, bọt dày đặc có thể làm giảm tầm nhìn ngang. Tàu thuỷ khó di. Các loại tàu thuyền không nên ra khơi.	7,0	9,0
10	48-55	24,5- 28,4	89-102	Cây bị lật rẽ, nhà cửa bị hư hại nặng. Đầu sóng đổi thành cuộn mạnh và dữ dội. Tầm nhìn ngang bị giảm sút. Nguy hiểm đối với tàu đang đi trên biển.	9,0	12,5
11	56-63	28,5- 32,6	103-117	Phá đổ nhà cửa, bẻ gãy cột điện, lưỡi sóng đặc biệt cao (những tàu trọng tải nhỏ và trung bình có thể bị che khuất). Tất cả các phía của đỉnh sóng bị gió thổi sinh ra bọt trắng như bọt xà phòng. Mặt biển bị che phủ bởi những dải bọt dài trắng. Rất nguy hiểm đối với tàu.	11,5	16,0
12	6,4	32,7- 36,9	118-133	Sức phá hoại cực lớn, rất hiếm có trong đất liền. Sóng biển ngập trời. Mặt biển hoàn toàn trắng do những bọt nước. Tầm nhìn giảm rất nhiều. Đánh đắm tàu có trọng tải lớn.	14,0	
13		37,0- 41,4	134-149			
14		41,5- 46,1	150-166			
15		46,2- 50,9	167-183			
16		51,0- 56,0	184-201			
17		56,1- 61,2	202-220			

TÀI LIỆU THAM KHẢO

Tiếng Việt

1. Nguyễn Văn Âu. *Địa lý tự nhiên Biển Đông*. NXB Đại học Quốc gia. Hà Nội, 2002.
2. Nguyễn Văn Phòng. *Hải dương học và biển Việt Nam*. NXB Giáo dục. Hà Nội, 1998.
3. Vũ Trung Tặng. *Biển Đông tài nguyên thiên nhiên và môi trường*. NXB Khoa học và kỹ thuật. Hà Nội, 1997.
4. Nguyễn Ngọc Thuy. *Thuỷ triều*. NXB Khoa học và kỹ thuật. Hà Nội, 1975.
5. Nguyễn Ngọc Thuy. *Thiên nhiên vùng biển Việt Nam*. NXB Khoa học và kỹ thuật, Hà Nội, 1978.
6. Nguyễn Ngọc Thuy. *Thuỷ triều vùng biển Việt Nam*. NXB Khoa học và kỹ thuật, Hà Nội, 1984.
7. Nguyễn Đức Ngữ. *Bão và phòng chống bão*. NXB Khoa học và kỹ thuật, Hà Nội, 1998.
8. Ixtō sin Iu. V. *Hải dương học*. (Bản dịch của Nguyễn Ngọc Thuy) - Nhà Xuất bản Khoa học và Công nghệ, 1963.
9. Kalexnik X.V. *Những quy luật địa lý chung của Trái Đất*. (Bản dịch của Đào Trọng Năng). NXB Khoa học và kỹ thuật, Hà Nội, 1978.
10. Bộ Thuỷ lợi. *Quy phạm tải trọng và lực tác dụng lên công trình thuỷ lợi (do sóng và tàu)*. QP.TL.C – 1 – 78. Vụ Kỹ thuật, 1978.
11. Bộ Giao thông vận tải. Tiêu chuẩn ngành – Tải trọng và tác động (do sóng và tàu) lên công trình thuỷ. *Tiêu chuẩn thiết kế*. 22TCN 222-95. Hà Nội, 1995.
12. P.G. Kixelep A.D. Ansun N.V. Danhisenkô A.A. Kaxpaxôn G.I. Kripsenkô N.N. Paskôp XM. Xlixki. Sổ tay thuỷ lực. NXB Nông nghiệp và NXB "Mir" (Bản dịch của Lưu Công Đào, Nguyễn Tài), 1984.

Tiếng Anh

13. A. T. Ippen Estuary and coastline hydrodynamics.- Mc Graw-Hill, 1966.
14. CERC. Shore Protection Manual. Vol. I, 1977.

15. Abbott M. B.; Basco. Computational fluid dynamics an introduction for engineers - Longman scientific & technical, 1989.
16. Silvester R. Coastal Engineering.- Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 1974.
17. Dyer Keith R. Estuaries A Physical Introduction. End edition. John Wiley & Sons, 1997.
18. Wave, tides and shallow-water processes.- The Open University, 2002.
19. Thurman H.V – Essentials of Oceanography, 1983.

Tiếng Nga

20. Н. И. Егоров – Физическая Океанография (Издание второе дополненное и переработанное). Гидрометеоиздат Л, 1974.
21. Г. Ф. Красноожон - Накат волн на откосы. – Издательство "Наука" М, 1975.
22. М. П. Кохсевников - Гидравлика ветровых волн – "Энергия" М, 1972.
23. В. В. Лебедев - Гидрология и гидрометрия в задачах - Гидрометеоиздат Л. 1961.
24. Бернар Ле Меоте - Введение в гидродинамику и теорию волн на воде - Гидрометеоиздат Л, 1974.
25. Строительные Нормы и Правила - Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые ледовые и от судов) СниП 2-06-04-82 – Государственный Комитет СССР по делам строительства – Москва, 1986.
26. Гравное Управление Гидрометеорологической Службы – Министерство Морского Флота СССР Руководство по расчёту параметров ветровых волн - Гидрометеоиздат Л, 1969.
27. В.В. Шулейкин - Физика моря - Издательство "Наука" М. 1968.
28. С. Д. Осокин - Мировой Океан - "Просвещение", М., 1972.

MỤC LỤC

	<i>Trang</i>
Lời nói đầu	3
Mở đầu	
I. Vị trí môn học	5
II. Nội dung môn học	6
III. Mục đích, ý nghĩa và tầm quan trọng của nghiên cứu hải dương	6
Chương 1. Biển và đại dương	
1.1. Đại dương thế giới	12
1.2. Địa hình đáy biển và đại dương	17
1.3. Trầm tích hải dương	22
Chương 2. Những đặc tính của nước hải dương	
2.1. Những tính chất vật lý chính của nước hải dương	27
2.2. Nhiệt độ của nước hải dương	33
2.3. Mật độ của nước hải dương	42
2.4. Độ muối của nước hải dương	45
Chương 3. Sóng biển và phương pháp tính sóng	
3.1. Những khái niệm và thuật ngữ về sóng	51
3.2. Phân loại sóng	52
3.3. Lý thuyết sóng	54
3.3. Tốc độ nhóm sóng	72
3.4. Năng lượng sóng	73
3.5. Phương trình cân bằng năng lượng sóng gió	75
3.6. Quá trình hình thành sóng do gió	77
3.7. Các phương pháp tính sóng gió	79
3.8. Sóng ven bờ	87

3.9. Tính toán sóng leo trên mái dốc	92
3.10. Tính toán tác động của sóng lên các công trình thuỷ lợi	96
Chương 4. Thuỷ triều	
4.1. Những khái niệm và thuật ngữ về thuỷ triều	109
4.2. Những lý thuyết về thuỷ triều	113
4.3. Dự tính thuỷ triều theo hằng số điều hoà	123
4.4. Phân loại thuỷ triều	131
4.5. Khái quát về đặc điểm thuỷ triều ven biển Việt Nam	134
4.6. Đặc điểm thuỷ triều vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan	136
4.7. Khái quát về cửa sông và thuỷ triều vùng cửa sông	139
Chương 5. Hải lưu	
5.1. Khái niệm về hải lưu	149
5.2. Các lực sinh ra dòng hải lưu	150
5.3. Phân loại các dòng hải lưu	151
5.4. Ảnh hưởng của địa hình đến hải lưu	155
5.5. Sự phân bố các dòng hải lưu trên Đại dương thế giới	155
5.6. El-Nino và La-Nina	155
5.7. Ảnh hưởng của đại dương đến khí hậu và thời tiết	160
Phụ lục. Bảng cấp gió và sóng biển	168
Tài liệu tham khảo	170

GIÁO TRÌNH HẢI DƯƠNG HỌC

Chịu trách nhiệm xuất bản :

BÙI HỮU HẠNH

Biên tập : **NGUYỄN MINH HÀNG**

ĐINH BẢO HẠNH

Chép bản : **LÊ THỊ HƯƠNG**

Sửa bản in : **ĐINH BẢO HẠNH**

Bìa : **VŨ BÌNH MINH**

In 1000 cuốn khổ 19 x 27cm, tại Xưởng in Nhà xuất bản Xây dựng. Giấy chấp nhận đăng ký kế hoạch xuất bản số 89-2006/CXB/12-07/XD ngày 24/1/2006. In xong nộp lưu chiểu tháng 8-2006.

¥2852211

551.4	89 - 2006
XD- 2006	

Giá : 32.000^d